

Langzeitsimulation der Wassertemperatur von Fließgewässern mit Berücksichtigung der Beschattungsdynamik durch Ufergehölze

Von der
Fakultät Architektur, Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften
der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina
zu Braunschweig

zur Erlangung des Grades einer/eines
Doktoringenieurin/Doktoringenieurs (Dr.-Ing.)
genehmigte

Dissertation

von
Karoline Stein
geboren am 16.06.1981
aus Luckenwalde

Eingereicht am: 02. Oktober 2018
Disputation am: 28. November 2018

Berichtersteller/in: Prof. Dr.-Ing. Günter Meon
Prof. Dr. Nicola Fohrer

Danksagung

Diese Arbeit entstand während meiner Zeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig. Ich möchte mich an dieser Stelle bei den betreuenden Professorinnen und Professoren, Kolleginnen und Kollegen, (ehemaligen) Studierenden und meiner Familie für die Hilfe und Unterstützung bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr.-Ing. Günter Meon für seine fachliche Unterstützung, stetige Motivation und das in mich gesetzte Vertrauen. Neben der großzügigen Finanzierung der Geländeuntersuchungen möchte ich mich insbesondere für das familienfreundliche Arbeitsumfeld bedanken.

Ich danke herzlich Frau Prof. Dr. Nicola Fohrer für die bereitwillige Übernahme der zeitaufwändigen Zweitbetreuung.

Danken möchte ich auch der Stabsstelle Chancengleichheit der TU Braunschweig für die Förderung meines Promotionsvorhabens.

Allen meinen aktuellen und ehemaligen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz im LWI danke ich für die herzliche Atmosphäre und tolle Zusammenarbeit. Namentlich hervorheben möchte ich dabei Tim Müller, Malte Eley, Saskia Schimmelpfennig, Dr.-Ing. Huyen Le, Prof. Dr. Matthias Schöniger, Vanessa Wörner, Manickam Somasundaram, Ehna Dümpert, Christoph Plogmeier und Jola Bambynek. In besonderem Maße unterstützt haben mich Dr.-Ing. Kristian Förster, Marlene Gelleszun, Stephanie Zeunert, Dr.-Ing. Gerhard Riedel, und Dr.-Ing. Phillip Kreye und Susanne Festerling. Vielen Dank!

Des Weiteren möchte ich mich bei Markus Anhalt und Ulrich Neubauer vom Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz für die Bereitstellung umfangreicher Umweltdaten bedanken. Ebenso geht ein Dankeschön an Anja Engels und Walter Ernst vom Deutschen Wetterdienst für fachliche Auskünfte zu meteorologischen und phänologischen Daten.

Meiner Familie möchte ich von Herzen für den Zusammenhalt, die „Wegbereitung“ und die Bestärkung danken. Meinen Eltern danke ich darüber hinaus für das ausführliche Korrekturlesen. Danken möchte ich auch Karin und Claudia Fink für die Familienbetreuung und meinen Kindern Hermine und Oskar, dass ihr so toll „mitgespielt“ habt.

Mein allergrößter Dank geht an Guido Fink.

Braunschweig, Oktober 2018

Karoline Stein

Zusammenfassung

Es wird befürchtet, dass der Klimawandel zu einem Anstieg der Wassertemperatur von Fließgewässern führen wird. Durch die Erhöhung der Beschattung von strahlungsexponierten Gewässerstrecken können die ökologisch bedeutsamen Tageshöchsttemperaturen kleiner und mittlerer Gewässer herabgesetzt und die Entwicklung von strahlungslimitierten Phytoplankton- und Makrophytengesellschaften eingeschränkt werden. Für die Planung entsprechender Managementmaßnahmen, z.B. im Zuge der Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie, werden vermehrt Simulationsmodelle eingesetzt. Gewässergütemodelle mit einem vollständigen Wärmebilanzansatz eignen sich für die Simulation der Fließgewässertemperatur und anderer Wasserqualitätsparameter in Abhängigkeit von der Beschattung. Im Tiefland der mittleren Breiten ist die Ufervegetation stark durch Laubgehölze geprägt, deren Beschattungspotential von der Jahreszeit abhängt. Die Simulation der Wassertemperatur von Fließgewässern über längere Zeiträume sollte deshalb unter Berücksichtigung der Vegetationsperiode erfolgen. Bisherige Simulationsstudien berücksichtigen die zeitliche Variabilität der Beschattung nicht oder nur vereinfacht.

In dieser Arbeit wurden vergleichende Untersuchungen zur Abbildung einer jahreszeitlich variablen Beschattung und dynamischer, von den meteorologischen Bedingungen gesteuerten Vegetationsperioden bei der Langzeitsimulation der Fließgewässertemperatur durchgeführt. In den Zeiten der Blattentfaltung und des Blattfalls der Ufergehölze erfolgte eine Anpassung des Modellparameters für die Gewässerbeschattung, um deren jahreszeitliche Variabilität abbilden zu können. Während der vollständigen Belaubung im Sommer und vollständigen Entlaubung im Winter wurde der Beschattungsparameter als zeitlich konstant angenommen. Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls wurden aus dem beobachteten Eintritt phänologischer Leitphasen mithilfe des Konzeptes der phänologischen Jahreszeiten ermittelt. Darüber hinaus wurde der Eintritt der für die Gewässerbeschattung relevanten Leitphasen für einen Zeitraum von 26 Jahren mit phänologischen Modellen in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen simuliert und mit den entsprechenden phänologischen Beobachtungen verglichen. Dabei kamen Temperatursummen-Verfahren und der Growing-Season-Index nach Jolly et al. (2005) zum Einsatz. Mit den beobachteten und simulierten Zeiträumen der Blattentfaltung und des Blattfalls im Jahr 2015 wurden hydrodynamische Simulationen der Wassertemperatur vorgenommen und anhand zeitlich hochaufgelöster Beobachtungen der Wassertemperatur in Hinblick auf die Modellgüte verglichen. Damit sollte geprüft werden, ob bei einer Langzeitsimulation der Wassertemperatur eine Ableitung des Beschattungsparameters aus phänologischen Vorhersagen vorgenommen werden kann. Ein solches Vorgehen bietet den Vorteil, dass bei Zukunftssimulationen eine klimabedingte Veränderung der Vegetationsperiode berücksichtigt werden kann.

Die Untersuchungen erfolgten an einem Gewässerabschnitt der Böhme, einem Tieflandfluss im Naturraum Lüneburger Heide. Es wurden ein kontinuierliches Monitoring der Wassertemperatur und eine detaillierte Kartierung beschattungsrelevanter Vegetationsparameter für eine räumlich differenzierte Berechnung der Gewässerbeschattung mit dem erweiterten Modell SHADE2 (Li et al., 2012) vorgenommen. Die Wassertemperatursimulation erfolgte deterministisch mit dem 1D hydrodynamischen Wasserqualitätsmodell EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002).

Das Temperaturregime des Gewässerabschnitts zeigte im Zeitraum vom 30.03.2015 bis 30.03.2016 die für kleine und mittlere Fließgewässer der gemäßigten Breiten typische Jahres- und Tagesdynamik. Die Beschattung der Wasseroberfläche variierte räumlich maßgeblich mit der Dichte der Ufergehölze, die entlang des Gewässerabschnitts in Fließrichtung stark abnahm. Der Beginn und das Ende der Blattentfaltung konnten in den Jahren 1991 bis 2016 mit den Temperatursummen-Verfahren besser vorhergesagt werden als mit dem Growing-Season-Index. Für die Simulation der Herbstphasen erwiesen sich die eingesetzten Temperatursummen-Verfahren als ungeeignet. Mit dem Growing-Season-Index konnte das Ende der Vegetationsperiode aufgrund des starken Einflusses der meteorologisch unbeeinflussten Tageslänge nicht dynamisch simuliert werden. Die Vorhersagen bildeten den Blattfall etwas schlechter ab als das langjährige Mittel der Beobachtungen. Die Wassertemperatursimulation erwies sich als allgemein sehr sensitiv gegenüber dem Beschattungsparameter. Es konnte trotz des begrenzten Simulationszeitraumes nachgewiesen werden, dass eine vegetationsperiodenabhängige Parametrisierung der Beschattung die Modellfehler bei der Simulation der Wassertemperatur verringern kann. Die Güte der simulierten Vegetationsperiode spiegelte sich in der Modellgüte der Wassertemperatursimulationen wider. Die Unterschiede in den Gütemaßen waren aber gering.

Der Einsatz von phänologischen Modellen eignete sich für eine dynamische Abbildung der Blattentfaltungsphase. Es konnte weiterer Forschungsbedarf für Simulation des herbstlichen Blattfalls abgeleitet werden. Die Berücksichtigung einer zeitlich variablen Gewässerbeschattung ist insbesondere für kleine und mittlere Fließgewässer zu empfehlen, bei denen große Unterschiede in der Gewässerbeschattung zwischen der vollständigen Vegetationsentwicklung im Sommer und der Vegetationsruhe im Winter zu erwarten sind.

Abstract

Water temperatures in rivers and streams are expected to increase due to climate change. Riparian vegetation has the ability to reduce the amount of solar radiation reaching the river surface by providing shade and can thus decrease maximum water temperatures of small and medium rivers. Simulation models are increasingly applied for planning and evaluation of river basin management activities as required for implementation of the EU Water Framework Directive. Water quality models with a deterministic heat balance approach are well suited for simulating the effect of different shading scenarios on river water temperature and other water quality parameters. In temperate lowland landscapes riparian shade is very often caused by deciduous species which shed their leaves at the end of the vegetation period. River shading therefore varies with the seasons. This variation has not yet adequately been addressed in long-term water temperature simulation studies.

In this comparative study, different approaches were applied to account for seasonal variable shading as well as dynamic, meteorologically triggered vegetation periods in the long-term simulation of the river water temperature. The temporal variation of riparian shading was integrated in the model by adjusting the shading parameter in times when leaves are unfolding and falling. The parameter was considered constant in times of completely developed leaves in summer and bare branches in winter. The start and the end of leaf unfolding and leaf fall were derived from phenological point-scale observations of Germany's national meteorological service using the concept of phenological seasons. These are defined based on specific growth stages of selected plants that are used as indicator phases. In a second approach the indicator phases were simulated with phenological spring warming models and the Growing Season Index (Jolly et al., 2005) for a 26 years' time period. The observed and simulated times of leaf unfolding and leaf fall in 2015 were then integrated into hydrodynamic water temperature simulations. Model performance was evaluated on an hourly basis using continuous water temperature observations. This was done to test whether phenological forecasts can be applied to take a change in the vegetation period into account in the simulation of climate change scenarios.

The investigations were carried out on a section of the lowland river Böhme in Northern Germany. Water temperatures were monitored continuously in 2015. Furthermore, a detailed mapping of shading-relevant vegetation parameters was carried out for a spatially differentiated calculation of river shading with the extended model SHADE2 (Li et al., 2012). The 1D hydrodynamic water quality model EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002) was applied for deterministic water temperature simulations.

The water temperature of the examined river section showed annual and daily dynamics that are typical for small and medium-sized rivers of temperate latitudes. The shaded river surface showed a high spatial variability which could be attributed to the inhomogeneous vegetation density along the studied reach. The spring warming models were able to predict the beginning and end of the leaf unfolding period more precisely than the Growing Season Index. However, they proved to be not applicable for the prediction of leaf fall. Leaf fall predictions with the Growing Season Index showed to be a little worse than those with long-term average observations. Due to an overweighting of day length the forecast was not fully weather-dependent. Water temperature simulations proved to be generally very sensitive to the shading parameter. It could be shown that the performance of water

temperature simulations can be improved by a time-varying parametrization of river shading according to the vegetation period of riparian vegetation. Better phenological simulations of the vegetation period resulted in better water temperature simulations. However, differences in model performance were low in the simulated period. Phenological models showed to be suited for a weather-dependent forecast of leaf unfolding in spring. Nonetheless, predicting leaf fall remains difficult and should be the subject of future research. Accounting for seasonal variable shading in long-term water temperature simulations is highly recommended for small and medium rivers, especially when there are pronounced differences between riparian shade during and outside the vegetation period.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	xiii
Tabellenverzeichnis.....	xix
Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole.....	xxi
1 Einleitung	1
1.1 Veranlassung.....	1
1.2 Zielsetzung	2
1.3 Vorgehensweise	3
1.4 Aufbau der Arbeit.....	4
2 Wassertemperatur der Fließgewässer: Messung und Simulation.....	7
2.1 Grundlagen.....	7
2.1.1 Bedeutung der Wassertemperatur für Fließgewässerökosysteme	7
2.1.2 Die Wassertemperatur beeinflussende Wärmeaustauschprozesse	9
2.1.3 Räumliche und zeitliche Variabilität der Fließgewässertemperatur	13
2.2 Messung der Fließgewässertemperatur.....	14
2.3 Simulation der Fließgewässertemperatur.....	16
2.3.1 Statistische Modellansätze.....	16
2.3.2 Deterministischer Modellansatz.....	17
2.3.3 Modelle mit deterministischem Ansatz zur Simulation der Wassertemperatur	18
3 Beschattung von Fließgewässern: Messung und Simulation	21
3.1 Ökologische Bedeutung der Fließgewässerbeschattung.....	21
3.2 Messung der Fließgewässerbeschattung.....	23
3.2.1 Instrumente und Methoden zur Messung der Beschattung.....	23
3.2.2 Instrumente und Methoden zur Messung der Vegetationscharakteristik und abgeleiteter Größen.....	24
3.3 Die Fließgewässerbeschattung beeinflussende Faktoren und deren Abbildung in Beschattungsmodellen.....	27
3.3.1 Einfluss der Gewässereigenschaften auf die Beschattung.....	27
3.3.2 Einfluss der Vegetation auf die Beschattung	29
3.3.3 Einfluss des Sonnenstands auf die Beschattung.....	30
3.3.4 Berechnungsmodelle.....	31
3.4 Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität der Beschattung bei der Wassertemperaturmodellierung	32
4 Phänologie: Beobachtung und Simulation.....	33
4.1 Grundlagen.....	33
4.1.1 Definition der Phänologie.....	33
4.1.2 Definition der Vegetationsperiode	33
4.1.3 Physiologischer Hintergrund der jahreszeitlichen Vegetationsdynamik	34

4.2	Phänologische Beobachtungen.....	36
4.2.1	Phänologische Vor-Ort-Beobachtung.....	36
4.2.2	Satellitenbasierte Fernerkundung und digitale Zeitrafferfotografie in der Phänologie	39
4.3	Phänologische Modelle.....	40
4.3.1	Klassifikation phänologischer Modelle	40
4.3.2	Beispiele für Modellansätze zur Vorhersage phänologischer Frühjahrsphasen	41
4.3.3	Beispiele für Modellansätze zur Vorhersage phänologischer Herbstphasen.....	43
4.3.4	Artübergreifenden Modellansätze	44
5	Folgerungen aus der Literaturanalyse.....	45
5.1	Wahl des Wassertemperaturmodells	45
5.2	Ermittlung der Gewässerbeschattung	46
5.3	Phänologie der Ufergehölze	46
6	Daten und Methoden.....	49
6.1	Das Fließgewässer Böhme und sein Einzugsgebiet.....	49
6.1.1	Hydrologie.....	49
6.1.2	Geologie, Böden und Landnutzung	50
6.1.3	Klima	52
6.1.4	Ausgewählte Jahre.....	52
6.2	Untersuchungen im Modellgebiet	55
6.2.1	Kartierung beschattungsrelevanter Parameter der Ufergehölzvegetation	55
6.2.2	Messung der Wassertemperatur	57
6.3	Berechnung der Gewässerbeschattung aus Parametern der Ufergehölzvegetation	60
6.3.1	Das Beschattungsmodell SHADE2 (Li et al., 2012)	60
6.3.2	Modellerweiterung	62
6.3.3	Validierung des Modells.....	64
6.4	Ableitung der Vegetationsperiode der Ufergehölze	67
6.5	Auswertung phänologischer Beobachtungsdaten.....	69
6.5.1	Auswahl der phänologischen Beobachtungsstationen und des Beobachtungszeitraumes	69
6.5.2	Qualitätskontrolle und Datenaufbereitung	70
6.6	Berechnung der Vegetationsperiode mit phänologischen Temperatursummen-Modellen	71
6.6.1	Berechnung der Temperatursumme	72
6.6.2	Berechnung der Basistemperatur nach Yang et al. (1995)	73
6.7	Berechnung der Vegetationsperiode mit dem Growing Season Index.....	75
6.8	Modellierung der Wassertemperatur.....	78
6.8.1	Modellsoftware EPD-RIV1.....	78
6.8.2	Modellaufbau und Parametrisierung	83
6.8.3	Sensitivitätsanalyse	90
6.8.4	Bewertung der Simulationsgüte.....	91

7 Ergebnisse und Diskussion.....	93
7.1 Temperaturregime des Fließgewässerabschnitts	93
7.2 Beschattung des Fließgewässerabschnitts	98
7.2.1 Parameter der Ufergehölzvegetation	98
7.2.2 Ergebnis der Beschattungsberechnung	101
7.3 Sensitivität der Wassertemperatursimulation gegenüber dem Beschattungsparameter „Canopy Shading“	103
7.3.1 Instationäre Simulationen von drei verschiedenen Sommerperioden	103
7.3.2 Stationäre Simulation bei Mittelwasser- und Niedrigwasserabfluss	104
7.4 Berechnete statische und dynamische Vegetationsperioden.....	106
7.4.1 Langjährige mittlere Vegetationsperiode aus phänologischen Beobachtungen	106
7.4.2 Dynamische Vegetationsperiode mit phänologischen Temperatursummen- Modellen.....	112
7.4.3 Dynamische Vegetationsperiode mit dem Growing Season Index	120
7.4.4 Vergleich der Methoden.....	124
7.5 Simulation der Wassertemperatur mit beobachteter und simulierten Vegetationsperioden	128
7.5.1 Vergleich der Wassertemperatursimulationen mit beobachtetem Jahresgang der Beschattung und konstanter Beschattung	129
7.5.2 Vergleich der Wassertemperatursimulationen mit berechneter und beobachteter Vegetationsperiode.....	133
8 Schlussfolgerungen und Ausblick.....	139
Literaturverzeichnis.....	143
Anhang	A-1

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	Arbeitsschritte der vorliegenden Untersuchung. Die Wasserhaushaltssimulation war nicht Bestandteil dieser Arbeit. Laterale Zuflüsse wurden abteilungsintern zur Verfügung gestellt.	4
Abb. 2.1:	Temperaturabhängigkeit des Wachstums, der Nahrungs-aufnahme, der Aktivität und Schwimmausdauer junger Bachforellen (<i>Salmo trutta</i> L.), verändert nach Ojanguren et al. (2001).	8
Abb. 2.2:	Temperaturabhängigkeit der Rate des Sauerstoffverbrauchs von der Temperatur (Sand-Jensen und Pedersen, 2005).	8
Abb. 2.3:	Wassertemperatursumme und Datum des mittleren Auftretens von 19 Eintagsfliegen- und Steinfliegen-Arten bezogen auf das langjährige Mittel 1969 - 2005 (Wagner und Becker, 2011, S. 578).	8
Abb. 2.4:	Komponenten der Wärmebilanz von Fließgewässern, verändert nach Webb und Zhang (1997), Moore et al. (2005), Caissie (2006) und Coutant (1999).	9
Abb. 2.5:	Jahresgang der mittleren monatlichen Beiträge nicht-konvektiver Wärme-flüsse zum Energiegewinn und -Verlust im Black Ball Stream, Exmoor, Südwest-England. SW – kurzwellige Strahlung; LW – langwellige Strahlung; SH – fühlbare Wärme; EV – Verdunstung/Kondensation; BC – konvektiver Wärmestrom der Gewässersohle; FR – Reibung (Webb und Zhang (2004) zitiert in Webb et al. (2008)).	10
Abb. 2.6:	Wärmebilanz am 20.07.1997 um 12:00 Uhr unter unbeschatteten (links) und vollständig beschatteten Bedingungen (rechts), verändert nach Johnson (2004).	12
Abb. 2.7:	Auswirkungen ausgewählter anthropogener Einflüsse auf die Wassertemperatur eines Fließgewässers im Sommer, verändert nach Hester und Doyle (2011).	12
Abb. 2.8:	Räumliche Variabilität der Fließgewässertemperatur: Der Temperaturverlauf der fließenden Welle, an der Quelle beginnend. Messdauer 4 Tage. Nach Eckel und Reuter 1950. (Schönborn, 1992).	13
Abb. 2.9:	Räumliche Variabilität der Fließgewässertemperatur: Tagesmittel und tägliche Variation der Wassertemperatur in Abhängigkeit der Fließgewässerordnung, verändert nach Caissie (2006).	13
Abb. 2.10:	Tagesschwankungen der Wassertemperatur im Oberlauf eines tasmanischen Fließgewässers, verändert nach Ward (1985).	14
Abb. 2.11:	a) Luftbild und b) TIR-Befliegung des Oberlaufs vom Middle Fork John Day River, Oregon, USA, am 16. August 2003 im Bereich einer Bergalm mit zufließenden Grundwasserquellen, verändert nach Handcock et al. (2012).	15
Abb. 3.1:	Reduktion der PAR in einem mit Eichen und Hickory beschatteten Oberlauf des Walker Branch, Tennessee, USA, während der Blattentfaltung im Vergleich zum unbeschatteten Abschnitt (links) und der damit einhergehende Rückgang der Primärproduktion (rechts), verändert nach Hill et al. (2001).	22
Abb. 3.2:	Links: Reflexion von beschattenden Objekten auf der Oberfläche des Solar Pathfinder™. Rechts: Solar Pathfinder™ Sonnenwegdiagramm für 37° bis 43° nördliche Breite (www.solarpathfinder.com, 2018).	24
Abb. 3.3:	Ermittlung der Himmelsbedeckung über einem Gewässer: Anwendung von Densiometer (links) und Klinometer (rechts), verändert nach Ice et al. (1999).	25
Abb. 3.4:	LiDAR-Punktwolke der Freiburger Mulde. Oben: 1,5 km langer Gewässerabschnitt, unten: Details einer Uferseite mit Bäumen und Gebäuden im Hintergrund (verändert nach Sardemann et al., 2018).	26

Abb. 3.5:	Einfluss der Breite des Gewässers auf die Beschattung, verändert nach Patt et al. (2009).....	27
Abb. 3.6:	Weg der Sonne in Abhängigkeit von der Gewässerausrichtung bei 10% (links), 40% (Mitte) und 70% (rechts) Kronendichte, verändert nach Garner et al.(2017).	28
Abb. 3.7:	Täglicher Sonnenstand für einen Breitengrad von 52° und einen Längengrad von 10° in der Zeitzone UTC + 1 (University of Oregon, Solar Radiation Monitoring Laboratory, 2007).....	30
Abb. 4.1:	Phänologische Uhr für Niedersachsen 2017: Phänologische Jahreszeiten und zugehörige Leitphase. Zahlenwerte geben die Dauer der Jahreszeit in Tagen an (äußerer Ring: Mittel im Referenzzeitraum 1961-1990, innerer Ring: 2017), (DWD, 2018).....	34
Abb. 4.2:	Einflussfaktoren in der Pflanzenphänologie, verändert nach Menzel (2007).	35
Abb. 4.3:	Phänologische Beobachtungsstationen des DWD in Deutschland. Grün: Es liegen Zeitreihen von mindestens einem Jahr vor. Orange: Es liegen Zeitreihen von 50 Jahren oder mehr vor (Kaspar et al., 2014).....	38
Abb. 5.1:	Modellierungsstrategie zur deterministischen Wassertemperatursimulation unter Berücksichtigung der saisonalen Vegetationsdynamik laubabwerfender Ufergehölze.	47
Abb. 6.1:	a) Digitales Geländemodell und Gewässer im Einzugsgebiet der Böhme, b) Landnutzung (ATKIS) und Siedlungen mit mehr als 10.000 Einwohnern, c) Meteorologische, phänologische und gewässerkundliche Beobachtungsstationen	51
Abb. 6.2:	Klimadiagramm der Station Soltau (76 m ü. NN) für die klimatologische Bezugsperiode 1981 – 2010. a) Monatsmittel des Niederschlags (Balken) und der Lufttemperatur (Linie). B) mittlere Monatssumme der Sonnenscheindauer.	52
Abb. 6.3:	Vergleich monatlicher Temperaturen (links) und Sonnenscheindauern (rechts) der Jahre 1996, 1998, 2003 und 2005 zur Referenzperiode 1981 – 2010.	53
Abb. 6.4:	Vergleich monatlicher Temperaturen (links) und Sonnenscheindauern (rechts) des Jahres 2015 zur Referenzperiode 1981 – 2010.	54
Abb. 6.5:	Referenzflächenschema zur Abschätzung der Kronendichte von Ufergehölzen (oben, verändert nach Frampton et al., 2001) und der prozentualen beschatteten Gewässeroberfläche (unten). Beim Einsatz im Gelände wurde das Schema in der Originalgröße von DIN A4 verwendet.	56
Abb. 6.6:	Ufervegetation oberhalb der kontinuierlichen Wassertemperaturmessstellen (links: Brock, Mitte: Uetzingen, rechts: Hollige, oben: am 28.03.2015, unten: am 10.06.2015, Fotos: K. Stein).....	57
Abb. 6.7:	Laboranordnung zur Validierung der Temperatursensoren	58
Abb. 6.8:	Von den Temperatursensoren im Validierungsversuch aufgezeichnete Wassertemperatur	58
Abb. 6.9:	Installation der Datenlogger im Gewässer (links und Mitte: handelsübliche Pflanzsteine als Einhausung und Verankerung, rechts: Einsetzen der Messgeräte ins Gewässer am Pegel Hollige, Fotos: K. Stein).	59
Abb. 6.10:	Auslesen des Datenspeichers über optische Schnittstelle (Bildquelle: Onset®, https://www.onsetcomp.com/sites/all/themes/foilage/images/illustrations/HOBO-Water-Temp-Pro-Loggers.jpg).....	59
Abb. 6.11:	Schattenwurf durch Ufergehölze auf die Gewässeroberfläche. Dicke schwarze Linien markieren die Ufer. Der orthogonale Pfeil vom östlichen Ufer stellt die effektive Schattenlänge auf der Gewässeroberfläche dar. Ψ Höhenwinkel der Sonne, ϕ Ausrichtung der Gewässerachse von Nord, Φ Azimut der Sonne von Nord, δ Differenz zwischen dem Azimut der Sonne und dem Azimut der Gewässerachse ($\delta = \Phi - \phi$); δ ist der Winkel zwischen Ufer und der Sonneneinstrahlung auf der Horizontalebene (verändert nach Li et al., 2012).	61
Abb. 6.12:	Konzeptualisierung der Gehölzgeometrie als Dreiecke über die Stammhöhe (hier 0), die Kronenhöhe (H), Überhang (x) und Höhe des maximalen Überhangs (y), (verändert nach Li et al., 2012).	62
Abb. 6.13:	Tagesgang der Gewässerbeschattung am 21. März, 21. Juni, 23. September und 21. Dezember bei unterschiedlicher Ausrichtung der Gewässerlängsachse (0°: Gewässer fließt von Nord nach Süd, 45°: Gewässer fließt von Nordost nach Südwest, 90°: Gewässer fließt von Ost nach West, 135°: Gewässer fließt von Südost nach Nordwest).	65
Abb. 6.14:	Scatterplot des beobachteten (SD_{obs}) und simulierten (SD_{sim}) Anteils der beschatteten Gewässeroberfläche.	66

Abb. 6.15:	Erscheinungsbild ausgewählter phänologischer Phasen. a) Blüte <i>Forsythia suspensa</i> , b) Blüte <i>Sambucus nigra</i> , c) Blattverfärbung <i>Quercus robur</i> , d) Blattfall <i>Quercus robur</i> (Bildquelle: DWD, 2015).	67
Abb. 6.16:	Schema zur Ableitung des Jahresgangs der Beschattung aus Phänophasen	68
Abb. 6.17:	Diskretisierung des Fließgewässersystems in EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002).	79
Abb. 6.18:	Eindimensionales Gewässermodell mit punktuellen (dunkelblau) und diffusen (hellgrün) lateralen Zuflüssen. Die Beschriftung gibt die interne Bezeichnung der Querprofile Q107 bis Q254 an.	84
Abb. 6.19:	Gewässergeometrie am Profil Q158 (überhöhte Darstellung). Die ungefüllten Punkte stammen aus der Gewässervermessung, die gefüllten aus dem digitalen Geländemodell.	84
Abb. 6.20:	Ergebnisse der stationären Kalibrierung des Wasserstandes an den Pegeln Brock und Hollige. Waagerechte Balken stellen den minimalen und maximalen Wasserstand dar, der beim jeweiligen Abfluss beobachtet wurde.	88
Abb. 6.21:	Beobachteter Abfluss am Pegel Brock im Simulationszeitraum (schwarz) sowie mittlere Hoch- und Niedrigwasserabflüsse und Mittelwasserabfluss (MNQ, MHQ und MQ 1994-2007, hellblau).	88
Abb. 6.22:	Beobachteter (Qobs) und simulierter (Qsim) Abfluss am Pegel Hollige.	89
Abb. 7.1:	Tageswerte der beobachteten Wassertemperatur vom 28.3.2015 bis 30.03.2016. a) Tagesmittelwerte der beobachteten Wassertemperatur T_W (mean) im Vergleich an den drei Messstellen Brock, Uetzingen und Hollige. b)-d) Tagesmittelwerte der beobachteten Wassertemperatur T_W (mean) und täglicher Wertebereich T_W (max-min). e) Tagesamplitude der beobachteten Wassertemperatur. f) Tägliche Sonnenscheindauer SSD an der Station Soltau. g) Tagesmitteltemperatur der Luft T_L an der Station Soltau. h) Beobachteter Tagesmittelabfluss Q an den Pegeln Brock und Hollige.	94
Abb. 7.2:	Wassertemperaturen aus dem kontinuierlichen Monitoring im Zeitraum vom 25.04. bis 05.05.2015 (oben) und vom 15.10. bis 25.10.2015 (unten).	95
Abb. 7.3:	Vergleich der Verteilung beobachteter Wassertemperaturen aus dem kontinuierlichen Monitoring im Zeitraum von April 2015 bis März 2016 (links) und aus der monatlichen Gewässerüberwachung des NLWKN im gleichen Zeitraum (Mitte) und über 26 Jahre (rechts). Box-And-Whisker-Plots: Obere und untere Kastenbegrenzungen markieren die 75% und 25% Perzentile. Die Mittellinie zeigt den Median an. Die senkrechten Linien außerhalb der Box („Whiskers“) umfassen jeweils alle Messwerte innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands ober- oder unterhalb des Quartils. Ausreißer-verdächtige Werte, sofern vorhanden, werden als Punkte außerhalb der Whiskers dargestellt.	96
Abb. 7.4:	Beispielbilder für die unterschiedliche Ausprägung der Ufergehölzvegetation entlang der untersuchten Teilstrecke der Böhme. a-c) Kilometer 1 bis 5, d-f) Kilometer 6 bis 25, g-i) km 26 bis 36 (Fotos: K. Stein).	98
Abb. 7.5:	Ausgewählte beschattungsrelevante Parameter der Ufergehölzvegetation am linken (li) und rechten (re) Ufer aus der Geländeaufnahme sowie die Ausrichtung des Gewässers im untersuchten Abschnitt der Böhme.	100
Abb. 7.6:	Jahresgang der Beschattung des Gewässerabschnitts. Die horizontalen Linien markieren den langjährigen mittleren Beginn und das Ende der Blattentfaltungs- und Blattfallzeit im Untersuchungsgebiet. Demnach ist die Winterbeschattung unterhalb des 85. Tages oder oberhalb des 307. Tages abzulesen. Der Bereich zwischen Tag 151 und 296 zeigt die berechnete Gewässerbeschattung im Sommer. Im Zeitraum zwischen 85. und 151. Tag ist die berechnete Gewässerbeschattung im Zeitraum der Blattentfaltung und zwischen 296. und 307. Tag im Zeitraum des Blattfalls dargestellt.	101
Abb. 7.7:	Beschattung der Böhme bei Bad Fallingbostel durch Ufergehölze. Links: Beginn der Blattentfaltung (Mitte April 2012), rechts: Blattentfaltung abgeschlossen (Anfang Juni 2012).	102
Abb. 7.8:	Einfluss des Beschattungsparameters („Canopy Shading“) auf die simulierte Wassertemperatur am Profil 249 in drei Sommerperioden mit unterschiedlicher Witterung.	103
Abb. 7.9:	Veränderung der tiefsten, mittleren und höchsten Wassertemperatur des Tages gemittelt über den Zeitraum vom 01.06. bis 31.08. in drei Jahren mit unterschiedlicher Witterung bei einer Zunahme der Beschattung um 20%.	104

Abb. 7.10: Einfluss des Beschattungsparameters („Canopy Shading“) auf die simulierte Wassertemperatur am Profil 249 im Sommer 2005 bei stationärem Mittelwasserabfluss (oben) und mittlerem Niedrigwasserabfluss (unten).....	105
Abb. 7.11: Zeitreihen ausgewählter phänologischer Phasen und Stationen im Zeitraum 1991-2016 (Rohdaten).....	107
Abb. 7.12: Aufgefüllte und von zweifelhaften Beobachtungswerten bereinigte Zeitreihen ausgewählter phänologischer Phasen und Stationen im Zeitraum 1991-2016.....	108
Abb. 7.13: Mittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen. Lineare Trends in den Zeitreihen wurden mit dem Mann-Kendall-Trendtest (Mann, 1945; Kendall und Gibbons, 1990) mit Anstieg nach Sen (1968) ermittelt.	110
Abb. 7.14: Aus stündlichen Lufttemperaturen berechnete Temperatursummen mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 (Yang et al. 1995) berechnet. Die Sterne zeigen die Temperatursumme beim beobachteten Eintritt der Phase.)	114
Abb. 7.15: Beobachteter und mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen vorhergesagter Eintritt phänologischer Phasen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 berechnet.	115
Abb. 7.16: Aus stündlichen Lufttemperaturen berechnete Temperatursummen mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C. Die Sterne zeigen die Temperatursumme beim beobachteten Eintritt der Phase.).....	117
Abb. 7.17: Beobachteter und mit drei unterschiedlichen Grad-Tag-Modellen vorhergesagter Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwertmethode (DD_{av}), modifizierte Mittelwertmethode (DD_{modav}), Sinuskurvenmethode (DD_{sin})). Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C.....	118
Abb. 7.18: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes in ausgewählten Jahren (iTmin - Index für die Tagestiefsttemperatur, iVPD - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, iPhoto - Index für die Tageslänge, GSI - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist. ...	121
Abb. 7.19: Vergleich des aus Klimadaten der Station Soltau berechneten GSI mit dem beobachteten Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwerte ausgewählten Stationen in den Jahren 1991 bis 2016). Die Eintrittstermine der Blüte von <i>S. nigra</i> wurden bei GSI = 0,97 eingetragen, der Blattfall von <i>Q. robur</i> bei GSI = 0,01.....	122
Abb. 7.20: Vergleich des aus Klimadaten der Station Soltau berechneten GSI mit dem beobachteten Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwerte ausgewählten Stationen in den Jahren 1991 bis 2016).....	123
Abb. 7.21: Mit verschiedenen Methoden ermittelte Vegetationsperiode im Jahr 2015 (OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DD_{sin} - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index).	127
Abb. 7.22: Parametrisierung der Gewässerbeschattung im Jahr 2015 (SD_w - Winterbeschattung, SD_s - Sommerbeschattung, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DD_{sin} - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index, OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen).	128
Abb. 7.23: Simulierte und beobachtete Wassertemperaturen im Beobachtungszeitraum 2015 (30.03.-31.12.2015) an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). Variante 1: Zeitlich variable Beschattung, Variante 2: Konstante maximale Beschattung.	131
Abb. 7.24: Simulierte und beobachtete Wassertemperaturen im Zeitraum der Blattentfaltung (oben und Mitte) und des Blattfalls (unten) an der Messstelle Uetzingen. Variante 1: Zeitlich variable Beschattung, Variante 2: Konstante maximale Beschattung.....	132
Abb. 7.25: Mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierte Wassertemperatur im Zeitraum der Blattentfaltung an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete	

	Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDSin: Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.....	134
Abb. 7.26:	Mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierte Wassertemperatur im Zeitraum der Blattfalls an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDSin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.....	135
Abb. 7.27:	Tagesamplituden der mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierten Wassertemperatur an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDSin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.....	136

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1:	Eigenschaften von eindimensionalen Modellen mit deterministischem Ansatz zur Simulation der Wassertemperatur (s: stationär, i: instationär, A: Fließgewässerabschnitt, FG: Flussgebiet, MIN: Minimum, MW: Mittelwert, MAX: Maximum).....	19
Tab. 4.1:	Für phänologische Studien eingesetzte Satellitensensoren (Reed et al., 2009).....	39
Tab. 4.2:	Hypothesen für die steuernden Faktoren der Blattverfärbung im Herbst. T_{\min} : Tagestiefsttemperatur, T_{mean} : Tagesmitteltemperatur, (Estrella und Menzel, 2006).....	43
Tab. 6.1:	Mittlerer Niedrigwasserabfluss (MNQ), mittlerer Abfluss (MQ) und mittlerer Hochwasserabfluss (MHQ) an den Pegeln Brock und Hollige (statistische Auswertung der Tagesmittelabflüsse).....	49
Tab. 6.2:	Landnutzung im Einzugsgebiet der Böhme basierend auf ATKIS.....	50
Tab. 6.3:	Parametersatz zur qualitativen Prüfung des SHADE2-Modells für die Simulation der Beschattung durch niedrigere strauchartige Vegetation.	64
Tab. 6.4:	Lage der phänologischen Beobachtungsstationen mit Anzahl der Beobachtungen und Beobachtungszeiträumen.....	70
Tab. 6.5:	Temperatur der Gewässersohle als Parameter T_B des Bodenwärmestromes im Jahresverlauf.....	90
Tab. 7.1:	Mittel- und Extremwerte der kontinuierlich beobachteten Wassertemperatur [°C] an den Messstellen Brock, Uetzingen und Hollige.....	93
Tab. 7.2:	Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen.....	109
Tab. 7.3:	Langjähriger mittlerer Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen 1991 - 2016 nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen.	111
Tab. 7.4:	Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen 2015 nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen (Mittelwerte der ausgewählten Stationen).	111
Tab. 7.5:	T_{Basis} [°C] nach vier Berechnungsmethoden (1 - kleinste Standardabweichung der Temperatursumme, 2 - kleinste Standardabweichung der Tage bis zum Phaseneintritt, 3 - Variationskoeffizient der Temperatursumme, 4 - Regressionskoeffizient).....	112
Tab. 7.6:	Mittlere kritische Temperatursumme [°C d] für den Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen (arithmetisches Mittel der Jahre 1991-1994 und 2006-2014). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 berechnet.	114
Tab. 7.7:	Mittlere kritische Temperatursumme [°C d] für den Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen (arithmetisches Mittel der Jahre 1991-1994 und 2006-2014) Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C.	117
Tab. 7.8:	Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen für die Vorhersage des Eintritts ausgewählter phänologischer Phasen 1991 - 2016 (Mittelwertmethode (DD_{av}), modifizierte Mittelwertmethode (DD_{modav}), Sinuskurvenmethode (DD_{sin})).....	118
Tab. 7.9:	Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen für die Vorhersage des Eintritts ausgewählter phänologischer Phasen mit dem GSI 1991 - 2016 (*ausgewähltes Kriterium).....	123
Tab. 7.10:	Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen bei der Vorhersage der Zeiträume der Blättentfaltung und des Blattfalls 1991 - 2016 (LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DD_{sin} - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index). Die kleinsten MAE sind fett gedruckt.	125

Tab. 7.11: Mit verschiedenen Methoden ermittelter Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls im Jahr 2015 (Tag seit Jahresbeginn (Datum), OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DDsin - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index).	126
Tab. 7.12: Gütemaße der Wassertemperatursimulation mit variabler (Variante 1) und konstanter Beschattung (Variante 2) an den Messstellen Uetzingen und Hollige. Im Zeitraum des Blattfalls lagen an der Messstelle Hollige nicht genügend Beobachtungen für eine Auswertung vor.	129
Tab. 7.13: Gütemaße der Wassertemperatursimulation mit unterschiedlichen Vegetationsperioden an den Messstellen Uetzingen (Uetz) und Hollige (Holl). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDsin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.	135

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

Abkürzungen

ABA	Abszisinsäure (engl.: abscisic acid)
ALS	Laserscanning aus der Luft (engl.: Airborne Laserscan)
ANN	Neuronales Netz (engl.: Artificial Neural Network)
BBE	Beginn Blattentfaltung
BBF	Beginn Blattfall
DDsin	Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode
DEM	Digitales Höhenmodell (engl.: digital elevation model)
DTS	Faseroptische Temperaturmessung (engl.: distributed temperature sensing)
DWD	Deutscher Wetterdienst
EUMETNET	Netzwerk europäischer Wetterdienste
EVI	Enhanced Vegetation Index
GPM	Globales Phänologisches Monitoring Netzwerk
GSI	Growing Season Index
Holl	Hollige
HU Berlin	Humboldt-Universität zu Berlin
HYWAG	Abteilung für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz
IfW	Institut für Wassermanagement GmbH, Braunschweig
LiDAR	Light Detection and Ranging
LMP	Langjährige mittlere Vegetationsperiode
LSP	Phänologie der Erdoberfläche (engl.: land surface phenology)
LWI	Leichtweiß-Institut für Wasserbau
MAE	Mittlerer Absolutfehler (engl.: mean absolut error)
Max	Maximum

Mean	Arithmetisches Mittel
MERIS	Medium-Resolution Imaging Spectroradiometer
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MHQ	Mittlerer Hochwasserabfluss
Min	Minimum
MNQ	Mittlerer Niedrigwasserabfluss
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MQ	Mittelwasserabfluss
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NLfÖ	Niedersächsisches Landesamt für Ökologie
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
NSE	Modelleffizienz nach Nash-Sutcliffe (engl.: Nash-Sutcliffe efficiency)
OBS	Beobachtete Vegetationsperiode
PAR	Für die Photosynthese nutzbare Strahlungskomponente (engl.: photosynthetic active radiation)
PBIAS	Prozentuale systematische Abweichung (engl.: percent bias)
PEP725	Paneuropäischen Phänologischen Datenbank
PVC	Polyvinylchlorid
RMSE	Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (engl.: root mean square error)
RSR	Verhältnis aus RMSE und der Standardabweichung der Beobachtungen (engl.: RMSE-observations standard deviation ratio)
SARVI	Soil And Atmospherically Resistant Vegetation Index
SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index
SVF	Himmelsbedeckung (engl.: sky view factor)
TIR	Thermisches Infrarot (engl.: thermal infrared)
TLS	Terrestrisches Laserscanning (engl.: Terrestrial Laserscan)
Uetz	Uetzingen
UTC	Koordinierte Weltzeit (engl.: Coordinated Universal Time)
WOZ	Wahre Ortszeit
ZAMG	Österreichische Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Symbole und Formelzeichen

Lateinische Kleinbuchstaben

a_{NG}	-	Anteil der Nadelgehölze
a_t	-	atmosphärischer Transmissionsterm
c	-	Koeffizient, abhängig von Umgebungsbedingungen
d_i	-	Anzahl der Tage zum Eintritt der Phase im Jahr i
e_a	inHg	Wasserdampfdruck in 2 Metern Höhe
e_s	inHg	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur der Wasseroberfläche
h_0	m	Höhe der bekannten Windgeschwindigkeit
h_1	m	Höhe der unbekannten Windgeschwindigkeit
i, j	-	Laufvariablen
$iGSI$	-	Growing Season Index
iT_{min}	-	Index für die Tagestiefsttemperatur
$iVPD$	-	Index für das Wasserdampfdruckdefizit
$iPhoto$	-	Index für die Tageslänge
n	-	Anzahl der Beobachtungswerte
n_m	$T L^{-1/3}$	Rauheitsbeiwert nach Manning
q	$L^3 T^{-1}$	Zuflussrate seitlicher Zuflüsse
t	T	Zeit
t_h	m	hydraulische Tiefe (Abflussquerschnitt/Wasserspiegelbreite)
t_i	°C	Differenz aus der mittleren Temperatur bis zum Eintritt der Phase über alle Jahre und der mittleren Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i
u	$L T^{-1}$	Geschwindigkeit
v_0	$m s^{-1}$	bekannte Windgeschwindigkeit in der Höhe h_0
v_1	$m s^{-1}$	Windgeschwindigkeit in der Höhe h_1 in $m s^{-1}$
$v_{1, mph}$	$miles h^{-1}$	Windgeschwindigkeit in der Höhe h_1 in $miles h^{-1}$
v_W	$miles h^{-1}$	Windgeschwindigkeit in 2 Metern Höhe
x	L	Weg entlang der Fließstrecke
x_t	T	Zeit des Tages
y^{mean}	°C	arithmetisches Mittel der beobachteten Wassertemperatur
y_i^{obs}	°C	i -ter Beobachtungswert der Wassertemperatur
y_i^{sim}	°C	i -ter Simulationswert der Wassertemperatur

Konstanten:

a, b	Koeffizienten der Magnusformel, a=17.0809, b=234,175°C für $T \geq 0$, sonst a=17,8436 b=245,425°C
c, d	Konstanten der Verdunstungsrate, $c = 6,8 \cdot 10^{-4} \text{ ft h}^{-1} \text{ inHg}^{-1}$, $d = 2,7 \cdot 10^{-4} \text{ ft inHg}^{-1} \text{ miles}^{-1}$
e, f	Koeffizienten der Abflusskurve, e=0,1385 s ft ⁻² , f=0,5814
n_1, n_2	Koeffizienten der Rauheit $n_1 = 0,069 [T L^{-1/3}]$, $n_2 = 0,004 [T L^{-4/3}]$

Lateinische Großbuchstaben

A	L^2	Querschnittsfläche
AE_{BE}	d	Absolutfehler Blattentfaltung
AE_{BF}	d	Absolutfehler Blattfall
B_L	m	Länge des Schattens des linken Ufers auf der Gewässeroberfläche
B_R	m	Länge des Schattens des rechten Ufers auf der Gewässeroberfläche
C_B	-	Bowen-Koeffizient, $C_B \cong 0,01$
C_L	-	Wolkenbedeckungsgrad
C_P	$\text{W kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$	Wärmekapazität des Wassers
C_S	-	Koeffizient für die Beschattung durch Ufergehölze
D	$L^2 T^{-1}$	Dispersionskoeffizient
D_B	%	Beschattungsdichte
D_G	%	Gehölzdichte
D_K	%	Kronendichte
$D_{K_{NG}}$	%	Kronendichte der Nadelgehölze
$D_{K_{LG}}$	%	Kronendichte der Laubgehölze
$D_{KLG_{BF1}}$	%	Kronendichte der Laubgehölze in der ersten Phase des Blattfalls
D_{KLG_S}	%	Kronendichte der Laubgehölze bei vollständiger Blattentfaltung
D_{KLG_W}	%	Kronendichte der vollständig entlaubten Laubgehölze
$D_{KLG_{BF2}}$	%	Kronendichte der Laubgehölze in der zweiten Phase des Blattfalls
D_L	-	Beschattungsdichte der Vegetation am linken Ufer
D_R	-	Beschattungsdichte der Vegetation am rechten Ufer
E	ft h^{-1}	Verdunstungsrate
E_a	mbar	Sättigungsdampfdruck
$E_{a,Pa}$	Pa	Sättigungsdampfdruck
$E_{TP,Pa}$	Pa	Wasserdampfdruck
F	%	relative Luftfeuchte
G_W	W/m^2	Globalstrahlung in W/m^2

G_{kJ}	kJ/m^2	Globalstrahlung in kJ/m^2
H_0	$\text{Btu ft}^{-2} \text{h}^{-1}$	Strahlung an der oberen Atmosphäre
H_B	$\text{Btu ft}^{-2} \text{h}^{-1}$ $\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	langwelligen Rückstrahlung von der Wasseroberfläche
H_C	$\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	konvektiver Wärmestrom an der Oberfläche und der Gewässersohle
H_{C_0}	$\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	konvektiver Wärmestrom an der Gewässeroberfläche
H_{C_B}	$\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	konvektiver Wärmestrom an der Gewässersohle
H_E	$\text{Btu ft}^{-2} \text{h}^{-1}$	Verdunstungswärme
H_E	$\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Verdunstungswärme
H_{EL}	Btu lb^{-1}	latente Verdunstungswärme
H_L	$\text{Btu ft}^{-2} \text{h}^{-1}$ $\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	langwellige Nettostrahlung
H_N	$\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Nettowärmeaustausch
H_S	$\text{Btu ft}^{-2} \text{h}^{-1}$ $\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}$	kurzwellige Nettostrahlung
K_B	d^{-1}	Bodenwärmeflusskoeffizient
K_S	T^{-1}	Raten biochemischer Aufnahme/Abbaus (+) bzw. Wachstumsraten (-)
MAE	d	Mittlerer Absolutfehler
NSE	-	Modelleffizienz nach Nash-Sutcliffe
P_a	inHg	Luftdruck
$P_{a,inHG}$	inHg	Luftdruck in inHg
$P_{a,hPa}$	hPa	Luftdruck in hPa
$PBIAS$	%	prozentuale systematische Abweichung
$Photo$	s	maximal mögliche Sonnenscheindauer pro Tag
Q	$\text{L}^3 \text{T}^{-1}$	Abfluss
R_L	-	Reflektivität der Wasseroberfläche
R_S	-	Albedo
$RMSE$	$^{\circ}\text{C}$	Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler
$RMSE_{BE}$	$^{\circ}\text{C}$	RMSE im Zeitraum der Blattentfaltung
$RMSE_{BF}$	$^{\circ}\text{C}$	RMSE im Zeitraum des Blattfalls
RSR	$^{\circ}\text{C}$	Verhältnis aus RMSE und der Standardabweichung der Beobachtungen
RSR_{BE}	$^{\circ}\text{C}$	RSR im Zeitraum der Blattentfaltung
RSR_{BF}	$^{\circ}\text{C}$	RSR im Zeitraum des Blattfalls
S_L	m	Länge des Vegetationsschattens am linken Ufer auf der Gewässeroberfläche
S_R	m	Länge des Vegetationsschattens am rechten Ufer auf der Gewässeroberfläche
SD	-	Anteil der beschatteten Gewässeroberfläche
$SINKS$	$\text{M L}^{-3} \text{T}^{-1}$	Biochemische Quellen und Senken

STD_{obs}	-	Standardabweichung der beobachteten Wassertemperatur
$T_{a,F}$	°F	aktuelle Lufttemperatur in 2 m Höhe in Grad Fahrenheit
$T_{a,C}$	°C	aktuelle Lufttemperatur in 2 m Höhe in Grad Celsius
T_B	°C	Temperatur der Gewässersohle
T_{Basis}	°C	Basistemperatur
T_i	°C	mittlere Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i
T_L	°C	Lufttemperatur
T_{max}	°C	Tageshöchsttemperatur der Luft
T_{mean}	°C	Tagesmitteltemperatur der Luft
T_{min}	°C	Tagestiefsttemperatur der Luft
T_S	°F	Temperatur der Wasseroberfläche
T_W	°C	Wassertemperatur
VPD	Pa	Tagesmittel des Wasserdampfdruckdefizits der Luft
W	ft	Wasserstand
WB	m	Wasserspiegelbreite

Griechische Kleinbuchstaben

α	$M L^{-3}$	Konzentration
γ	$lb\ ft^{-3}$	Dichte des verdunsteten Wassers
δ	Grad	Winkel zwischen Ufer und der Sonneneinstrahlung auf der Horizontalebene
δ'	Grad	Differenz zwischen dem Azimut der Sonne und dem Azimut der Gewässerachse ($\delta' = \Phi - \phi$);
ρ	$kg\ m^{-3}$	Dichte des Wassers
σ	$Btu\ ft^{-2}\ h^{-1}\ ^\circ Ra^{-4}$	Stefan-Boltzman-Konstante
φ	$M L^{-3}$	Konzentration im seitlichen Zufluss
ϕ	Grad	Ausrichtung der Gewässerachse von Nord

Griechische Großbuchstaben

ΔT	$K\ s^{-1}$	Temperaturänderungsrate
Φ	Grad	Azimut der Sonne von Nord,
Ψ	Grad	Höhenwinkel der Sonne

1 Einleitung

1.1 Veranlassung

Die Wassertemperatur ist von essentieller Bedeutung für aquatische Ökosysteme. Sie beeinflusst die physikalischen Eigenschaften des Wassers, die Thermodynamik chemischer und biochemischer Reaktionen sowie das Wachstum pflanzlicher und tierischer aquatischer Organismen und die Zusammensetzung der Biozönose im Gewässer. Es wird befürchtet, dass der Klimawandel zu einem Anstieg der Wassertemperatur von Fließgewässern führen wird (van Vliet et al., 2013; Webb et al., 2008).

Die Ufergehölzvegetation verringert durch ihre beschattende Wirkung den Eintrag von Strahlungsenergie in das Gewässer (Beschta 1997, Webb & Zang 1997). Der Einfluss der Beschattung auf die Wassertemperatur mittlerer und kleiner Fließgewässer kann unter Umständen größer sein, als die durch den Klimawandel zu erwartende Wassererwärmung (Hester und Doyle, 2011; van Vliet et al., 2013). Dadurch scheint ein Ausbau der Ufergehölzvegetation eine interessante Maßnahme zur Verringerung der Erwärmung von Fließgewässern darzustellen (Trimmel et al., 2018; Sweeney und Newbold, 2014; Imholt et al., 2013; Seavy et al., 2009; Broadmeadow et al., 2011; DeWalle, 2008; Rutherford et al., 1997). Durch die Erhöhung der Beschattung von bisher strahlungsexponierten Gewässerstrecken können die ökologisch bedeutsamen Tageshöchsttemperaturen herabgesetzt und die Entwicklung von strahlungslimitierten Phytoplankton- und Makrophytengesellschaften eingeschränkt werden (Köhler et al., 2010; Dawson und Kern-Hansen, 1979; Lohmeyer und Krause, 1977).

Um die Eignung von präventiven Managementmaßnahmen beurteilen zu können, werden Simulationsmodelle als Planungswerkzeug eingesetzt. Für die Simulation der Fließgewässertemperatur infolge von Managementszenarien eignen sich hydrodynamische Modelle mit einem vollständigen Wärmebilanzansatz (Caissie 2006). Einige dieser Modelle berücksichtigen die Beschattung des Gewässers. Beispiele sind das ATV-Gewässergütemodell (ATV und DVWK, 2001), EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002), oder QUAL2E (Brown und Barnwell, 1987). Die Gewässerbeschattung kann zum Teil innerhalb des Modells aus Angaben zur Gewässergeometrie und Ufervegetation berechnet werden, oder sie muss als Modellparameter zur Verfügung gestellt werden.

In den gemäßigten Breiten ist die Beschattung der Fließgewässer zeitlich variabel. Die Saisonalität resultiert neben der Veränderung des Sonnenstands im Tages- und Jahresverlauf aus dem veränderlichen Beschattungspotential laubabwerfender Ufergehölze. Bisherige Simulationsstudien berücksichtigen die zeitliche Variabilität der Beschattung nicht oder nur vereinfacht. Gegenwärtig werden Szenarienstudien häufig auf kurze Zeiträume mit mehr oder weniger konstanten Randbedingungen, wie beispielsweise sommerliche Hitzeperioden beschränkt (z.B. Trimmel et al., 2018; Carlson et al., 2017, Wawrzyniak et al., 2017). Dieses Vorgehen ist bei Gewässergüteprognosen

nicht unproblematisch, da die Primärproduktion unter förderlichen Strahlungs- und Nährstoffbedingungen im Frühjahr den sommerlichen Sauerstoff- und Nährstoffhaushalt maßgeblich beeinflussen kann (Hill et al., 2001). Sich stetig verbessernde Rechnerleistungen und die zunehmende Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten werden zukünftig komplexere hydrodynamische Langzeitsimulationen ermöglichen, die diese Effekte besser abbilden können.

Einige bisherige Arbeiten setzten unterschiedliche Ansätze zur Abbildung der Beschattung durch die Ufergehölze bei der Wassertemperatursimulation über längere Zeiträume ein (Loicq et al., 2018; Hutchins et al., 2010; Sinokrot und Stefan, 1993). Allerdings berücksichtigten sie die jahreszeitliche Entwicklung der Ufergehölzvegetation dabei nur in sehr pauschalisierter Form. So wird meist davon ausgegangen, dass die Blattentfaltung und der Blattfall in jedem Jahr zur gleichen Zeit stattfinden und gleich lang andauern (Hutchins et al., 2010; Sinokrot und Stefan, 1993; ATV und DVWK, 2001).

Diese Annahmen stehen im Widerspruch zu langjährigen phänologischen Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und des Deutschen Wetterdienstes. Bereits in der Vergangenheit variierte der Eintritt phänologischer Phasen stark in Abhängigkeit von der Witterung (Kaspar et al., 2014; Polgar und Primack, 2011; Menzel et al., 2001; Schnelle, 1955). Zudem zeichnet sich ein Trend zu einer immer zeitiger beginnenden und länger andauernden Vegetationsperiode ab, der auf den Klimawandel zurückgeführt wird (Menzel und Fabian, 1999; Menzel et al., 2003; Chmielewski und Rötzer, 2001; Chmielewski et al., 2004).

In Deutschland stehen langjährige Beobachtungen vieler phänologischer Phasen in guter räumlicher Abdeckung aus dem Beobachtungsprogramm des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung. Dabei handelt es sich um Vor-Ort-Beobachtungen von Einzelarten. Die Vegetationsperiode der Ufergehölzvegetation kann daraus aufgrund der unbekannten Artenzusammensetzung nicht direkt abgeleitet werden. Phänologische Informationen aus Satellitenbildern können die Ufervegetation nicht räumlich auflösen.

Daraus lassen sich folgende aktuelle Defizite bei der Simulation der Fließgewässertemperatur ableiten:

- Die zeitliche Variabilität der beschattenden Wirkung der Ufergehölzvegetation wird gegenwärtig nicht oder nur stark vereinfacht in Modellierungen einbezogen.
- Eine mögliche klimabedingte Verschiebung der Vegetationsperiode kann derzeit nicht berücksichtigt werden.
- Es existieren keine langjährigen phänologischen Beobachtungsdaten, die die Vegetationsperiode der Ufergehölze von Fließgewässern als Vegetationseinheit beschreiben.

1.2 Zielsetzung

In der vorliegenden Arbeit soll mit Hilfe eines deterministischen Modellsystems geprüft werden, ob die Abbildungsgüte der Wassertemperatursimulation über den Zeitraum der Vegetationsperiode hinaus durch die Berücksichtigung einer zeitlich variablen Gewässerbeschattung verbessert werden kann. Dazu wird ein neuer Ansatz vorgestellt, der eine Beschreibung der Vegetationsperiode der Ufervegetation im norddeutschen Tiefland mit unbekannter Artenzusammensetzung bei der Parametrisierung der Beschattung ermöglichen soll. Darüber hinaus wird untersucht, ob phänologische Modelle herangezogen werden können, um eine dynamische, von meteorologischen Bedingungen gesteuerte Vegetationsperiode für die Parametrisierung der Gewässerbeschattung

abzuleiten. Mit der Integration phänologischer Beobachtungsdaten und Modelle soll diese Untersuchung einen innovativen wissenschaftlichen Beitrag für die witterungsabhängige Parametrisierung der Gewässerbeschattung bei der Simulation der Fließgewässertemperatur liefern.

1.3 Vorgehensweise

In dieser Arbeit werden vergleichende Untersuchungen zur Abbildung einer jahreszeitlich variablen Beschattung und dynamischer, von den meteorologischen Bedingungen gesteuerten Vegetationsperioden bei der Langzeitsimulation der Fließgewässertemperatur durchgeführt. Die Untersuchungen erfolgen an einem 36 km langen Gewässerabschnitt der Böhme, einem kleinen bis mittelgroßen Fließgewässers im norddeutschen Tiefland.

Auf Grundlage der Literatursauswertung wurde ein deterministisches 1-D hydrodynamisches Wassertemperaturmodell mit vollständigem Wärmebilanzansatz zur Simulation der stündlichen Wassertemperatur gewählt. Die Gewässerbeschattung wird in EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002) über einen zeitlich konstanten Modellparameter abgebildet, der aber im Gewässerverlauf variieren kann. Bei den folgenden Untersuchungen wird dieser Parameter in Zeiten eines wenig variablen Beschattungspotentials der Ufergehölzvegetation – also während der vollständigen Belaubung im Sommer und vollständigen Entlaubung im Winter – als zeitlich konstant angenommen. In den Zeiten der Blattentfaltung und des Blattfalls der Ufergehölze erfolgt aber eine Anpassung des Beschattungsparameters, um die jahreszeitliche Variabilität der Beschattung abbilden zu können. Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls werden aus dem beobachteten Eintritt phänologischer Leitphasen mithilfe des Konzeptes der phänologischen Jahreszeiten ermittelt. Darüber hinaus wird der Eintritt der für die Gewässerbeschattung relevanten Leitphasen für einen Zeitraum von 26 Jahren mit phänologischen Modellen in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen simuliert und mit den entsprechenden phänologischen Beobachtungen verglichen. Dabei kommen Temperatursummen-Verfahren und der Growing-Season-Index (GSI) nach Jolly et al. (2005) zum Einsatz. Mit den beobachteten und simulierten Zeiträumen der Blattentfaltung und des Blattfalls im Jahr 2015 werden hydrodynamische Simulationen der Wassertemperatur vorgenommen und anhand zeitlich hochaufgelöster Beobachtungen der Wassertemperatur in Hinblick auf die Modellgüte verglichen. Damit soll geprüft werden, ob bei einer Langzeitsimulation der Wassertemperatur eine Ableitung des Beschattungsparameters aus phänologischen Vorhersagen vorgenommen werden kann. Die Berechnung der Fließgewässerbeschattung erfolgt sehr detailliert mit dem Modell SHADE2, welches im Vorfeld für die Anwendung an Gewässern mit lückenhafter Ufergehölzvegetation modifiziert wurde. Die nötigen Vegetationsparameter sowie die kontinuierlichen Beobachtungsdaten der Wassertemperatur wurden im Gelände erhoben. Eine Übersicht der einzelnen Arbeitsschritte wird in Abb. 1.1 gegeben.

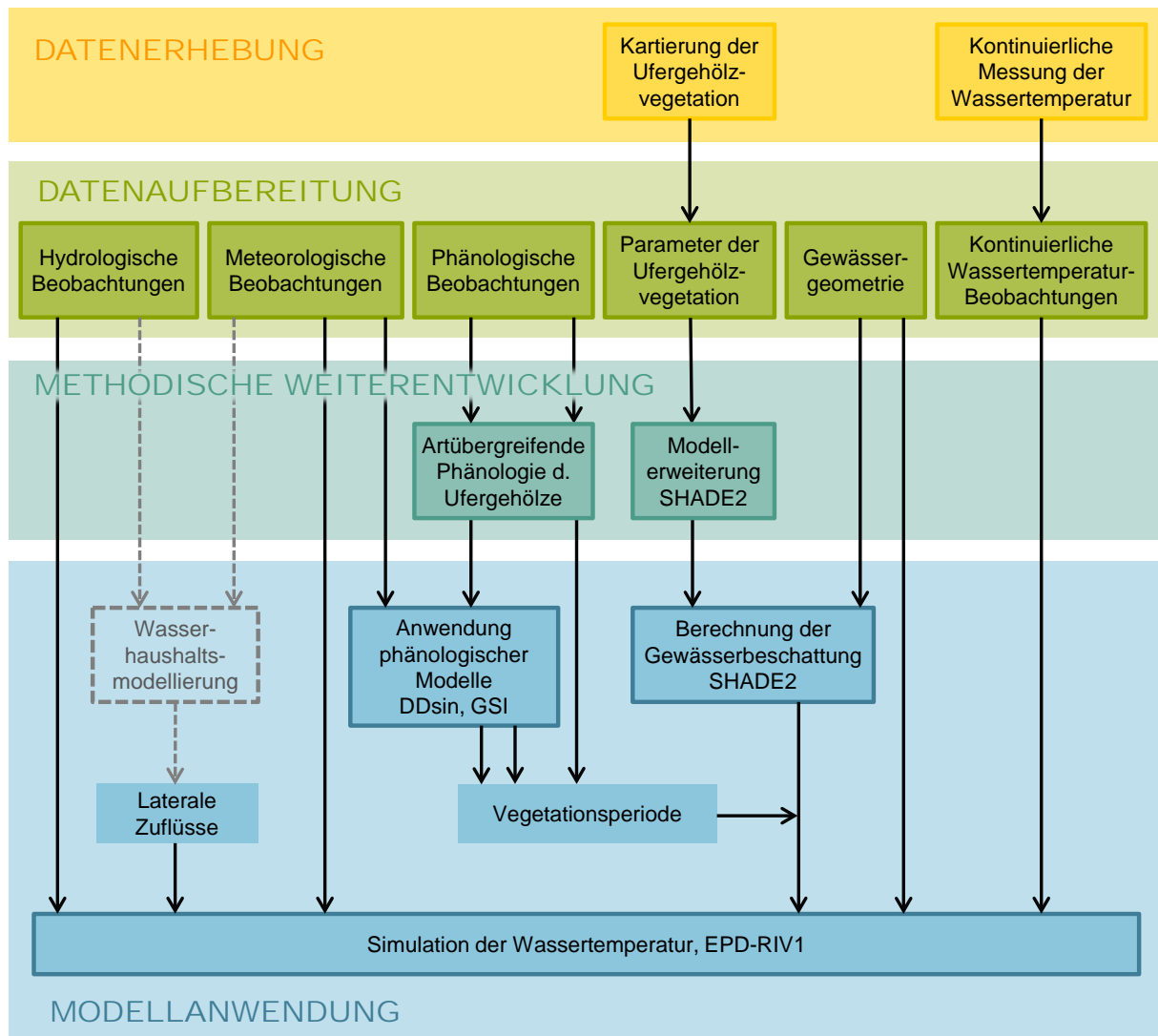


Abb. 1.1: Arbeitsschritte der vorliegenden Untersuchung. Die Wasserhaushaltssimulation war nicht Bestandteil dieser Arbeit. Laterale Zuflüsse wurden abteilungsintern zur Verfügung gestellt.

1.4 Aufbau der Arbeit

Die Fragestellung dieser Arbeit verlangt eine interdisziplinäre Betrachtung der Zusammenhänge zwischen dem Wärmehaushalt von Fließgewässern, der Gewässerbeschattung und der Phänologie der Ufergehölzvegetation. Dazu erfolgte zunächst eine systematische Analyse des Wissensstands zu Prozessen sowie Beobachtungs- und Simulationsverfahren der Fließgewässertemperatur, der Gewässerbeschattung und der Phänologie (Kapitel 2-4). Die wesentlichen Erkenntnisse für das Vorgehen bei dieser Untersuchung werden in Kapitel 5 formuliert.

Im Kapitel 6 erfolgt zunächst eine detaillierte Vorstellung des Untersuchungsgebietes (6.1). Anschließend wird das methodische Vorgehen bei den Untersuchungen im Modellgebiet (6.2), bei der Berechnung der Gewässerbeschattung (6.3), bei der Ermittlung der Vegetationsperiode der Ufergehölze (6.4 - 6.7) sowie bei der Simulation der Wassertemperatur (6.8) erläutert.

Die Ergebnisse der einzelnen Arbeitsschritte werden in Kapitel 7 vorgestellt und diskutiert. Nach der Beschreibung der beobachteten Wassertemperaturen im Jahr 2015 (7.1) wird auf die Charakteristik der Ufergehölze im untersuchten Gewässerabschnitt und der daraus berechneten Gewässerbeschattung eingegangen (7.2). Im Anschluss werden die Ergebnisse eine Sensitivitätsanalyse (7.3) und unterschiedlicher Verfahren zur Ermittlung der Vegetationsperiode der Ufergehölze (7.4) diskutiert. Den Abschluss dieses Kapitels bildet der Vergleich der Wassertemperatursimulationen mit unterschiedlich parametrisierten Vegetationsperioden (7.5).

Im Kapitel 8 werden Schlussfolgerungen aus den erzielten Ergebnissen formuliert und Ausblicke auf mögliche Ansatzpunkte für verbleibende wissenschaftliche Fragen gegeben.

2 Wassertemperatur der Fließgewässer: Messung und Simulation

2.1 Grundlagen

2.1.1 Bedeutung der Wassertemperatur für Fließgewässerökosysteme

Die Wassertemperatur ist von essentieller Bedeutung für aquatische Ökosysteme. Sie beeinflusst die physikalischen Eigenschaften des Wassers, die Thermodynamik chemischer und biochemischer Reaktionen sowie das Wachstum pflanzlicher und tierischer aquatischer Organismen und die Zusammensetzung der Biozönose im Gewässer.

Der Einfluss der Temperatur auf die physikalischen Eigenschaften des Wassers äußert sich am eindrucksvollsten in seiner Dichteanomalie. Aufgrund der tetraedrischen Anordnung der Atome im Wassermolekül und dessen starken Dipolmoments bilden sich Wasserstoffbrückenbindungen zwischen den Molekülen, die nach dem Modell der flackernden Cluster (Némethy und Scheraga, 1962) für die kurzzeitige Bildung von Molekülverbünden sorgen. Beim Übergang vom eisförmigen zum flüssigen Aggregatzustand nimmt die Größe dieser Assoziate mit steigender Temperatur ab und die Dichte des Wassers zu. Bei Temperaturen über 3,94°C (reines Wasser) überwiegt die Volumenausdehnung aufgrund der steigenden Eigenbewegung der Moleküle und führt zu einer Dichteabnahme (Worch, 1997). Aus denselben Gründen nehmen auch die Viskosität und die Oberflächenspannung des Wassers mit steigender Temperatur ab. Die Temperaturabhängigkeit der Dichte und der Viskosität hat weitreichende Konsequenzen für die Wasserlebewesen. Die Dichteanomalie führt in Gewässern mit wenig Strömung zu einer geringen Variabilität der Wassertemperatur am Gewässergrund und bietet damit Rückzugsräume für thermosensible Organismen. Viskositätsänderungen sind für alle schwimmenden und schwebenden Organismen bedeutsam. Der Einfluss der Wassertemperatur auf die Oberflächenspannung ist dagegen im Bereich natürlich vorkommender Wassertemperaturen gegenüber dem Einfluss oberflächenaktiver Wasserinhaltsstoffe von geringer ökologischer Bedeutung (Schwoerbel und Brendelberger, 2013). Auch die Löslichkeit von Gasen im Wasser ist temperaturabhängig (Henry-Gesetz). Das ökologisch bedeutsamste Beispiel ist die Löslichkeit von Sauerstoff, die mit dem Anstieg der Wassertemperatur zurückgeht. Ebenso sind der pH-Wert und das Redoxpotential abhängig von der Wassertemperatur (Worch, 1997). Darüber hinaus beeinflusst die Wassertemperatur die Geschwindigkeit aller chemischen und biochemischen Reaktionen (van't Hoff'sche Regel, (Uhlmann und Horn, 2001; Worch, 1997)) und damit die Stoffwechselaktivität der Fließgewässerorganismen. Das gilt insbesondere für wechselwarme (poikilotherme) Spezies, die ihre Körpertemperatur in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur ändern. Die Wassertemperatur spielt in Fließgewässern nach der Strömung bzw. Turbulenz als limitierender ökologischer Faktor die größte Rolle (Kalbe, 1997;

Schönborn und Risse-Buhl, 2013; Clarke, 2006). Wechselwarme Organismen, also die Mehrzahl der aquatischen Lebensformen, haben sich evolutionär an das Temperaturregime ihres Lebensraumes angepasst und sind deshalb empfindlich gegenüber Temperaturänderungen (Hester und Doyle, 2011). Insbesondere Süßwasserfische zeichnen sich durch eine relativ enge ökologische Temperaturnische aus (Abb. 2.1), (Jonsson und Jonsson, 2010; Ojanguren et al., 2001; Hester und Doyle, 2011). Nicht nur die Extremtemperatur sondern auch die Häufigkeit, Dauer und der Zeitpunkt des Eintretens sind bestimmende Faktoren für das Vorkommen, das Verhalten, die Reproduktion und die Bestandsbildung bestimmter Arten (Arismendi et al., 2013; Reinartz, 2007; Coutant, 1999).

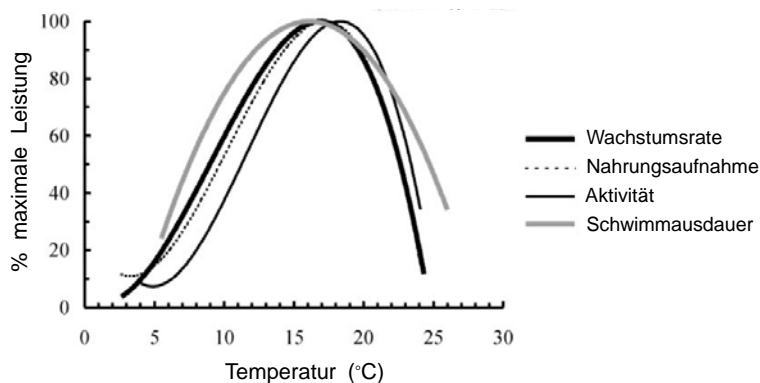


Abb. 2.1: Temperaturabhängigkeit des Wachstums, der Nahrungsaufnahme, der Aktivität und Schwimmausdauer junger Bachforellen (*Salmo trutta* L.), verändert nach Ojanguren et al. (2001).

Ausgeprägte Temperaturabhängigkeiten äußern sich nicht nur bei höherentwickelten Wirbeltieren sondern sind insbesondere auch bei aquatischen Mikroorganismen und Insekten zu beobachten, wie die folgenden aktuellen Studien zeigen. Sand-Jensen und Pedersen (2005) konnten den exponentiellen Anstieg des Sauerstoffverbrauchs mit steigenden Wassertemperaturen durch den bakteriellen Abbau organischer Wasserinhaltsstoffe in dänischen Tieflandflüssen nachweisen (Abb. 2.2). Wagner und Becker (2011) zeigten in einer Langzeitstudie am hessischen Breitenbach, dass aquatische Insekten wie Eintagsfliegen (Ephemeroptera) und Steinfliegen (Plecoptera) umso früher in Erscheinung treten, je höher die kumulierte Wassertemperatur in den ersten 33 Wochen des Jahres ist (Abb. 2.3). Auch das Vorkommen von pflanzlichen Wasserorganismen wird zu einem gewissen Grad von der Temperatur eingeschränkt, allerdings wirken andere Umweltfaktoren wie die Verfügbarkeit von Licht und Nährstoffen stärker limitierend (vergl. 3.1), (Sand-Jensen et al., 1989).

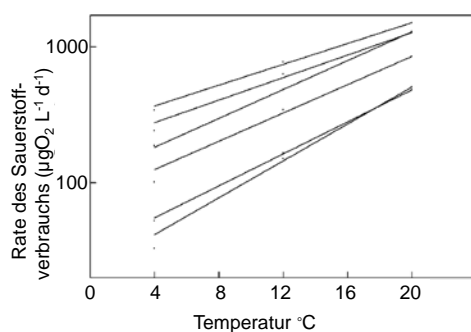


Abb. 2.2: Temperaturabhängigkeit der Rate des Sauerstoffverbrauchs von der Temperatur (Sand-Jensen und Pedersen, 2005).

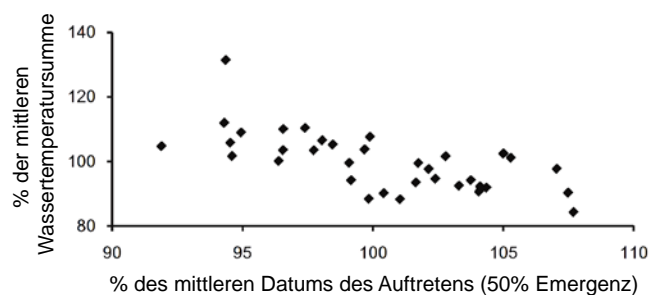


Abb. 2.3: Wassertemperatursumme und Datum des mittleren Auftretens von 19 Eintagsfliegen- und Steinfliegen-Arten bezogen auf das langjährige Mittel 1969 - 2005 (Wagner und Becker, 2011, S. 578)

2.1.2 Die Wassertemperatur beeinflussende Wärmeaustauschprozesse

Temperatur ist ein Maß für die mittlere kinetische Energie der Teilchen eines Körpers (Harten, 2017). In einem Fließgewässer wird die Energie des Wasserkörpers durch verschiedene Wärmeaustauschprozesse bestimmt (Abb. 2.4.). Man unterscheidet Wärmeaustauschprozesse in Konvektion, Wärmeleitung und Strahlung. Konvektive, also an den Transport von Wasser geknüpfte Wärmeströme im Gewässer entstehen durch den Zu- und Abfluss von Wasser (punktuelle und diffuse Zuflüsse und Abflüsse, Grundwasserzufluss und hyporheischer Austausch), aber auch durch Niederschläge sowie Verdunstung und Kondensation. Wärmeleitung findet an den Grenzflächen Wasser-Atmosphäre und Wasser-Gewässersohle statt, wenn die beiden Phasen unterschiedliche Temperaturen aufweisen. Darüber hinaus kann auch Wärme bei chemischen und biochemischen Reaktionen und in Form von latenter Wärme bei der Verdunstung und Kondensation von Wasser freigesetzt oder gebunden werden.

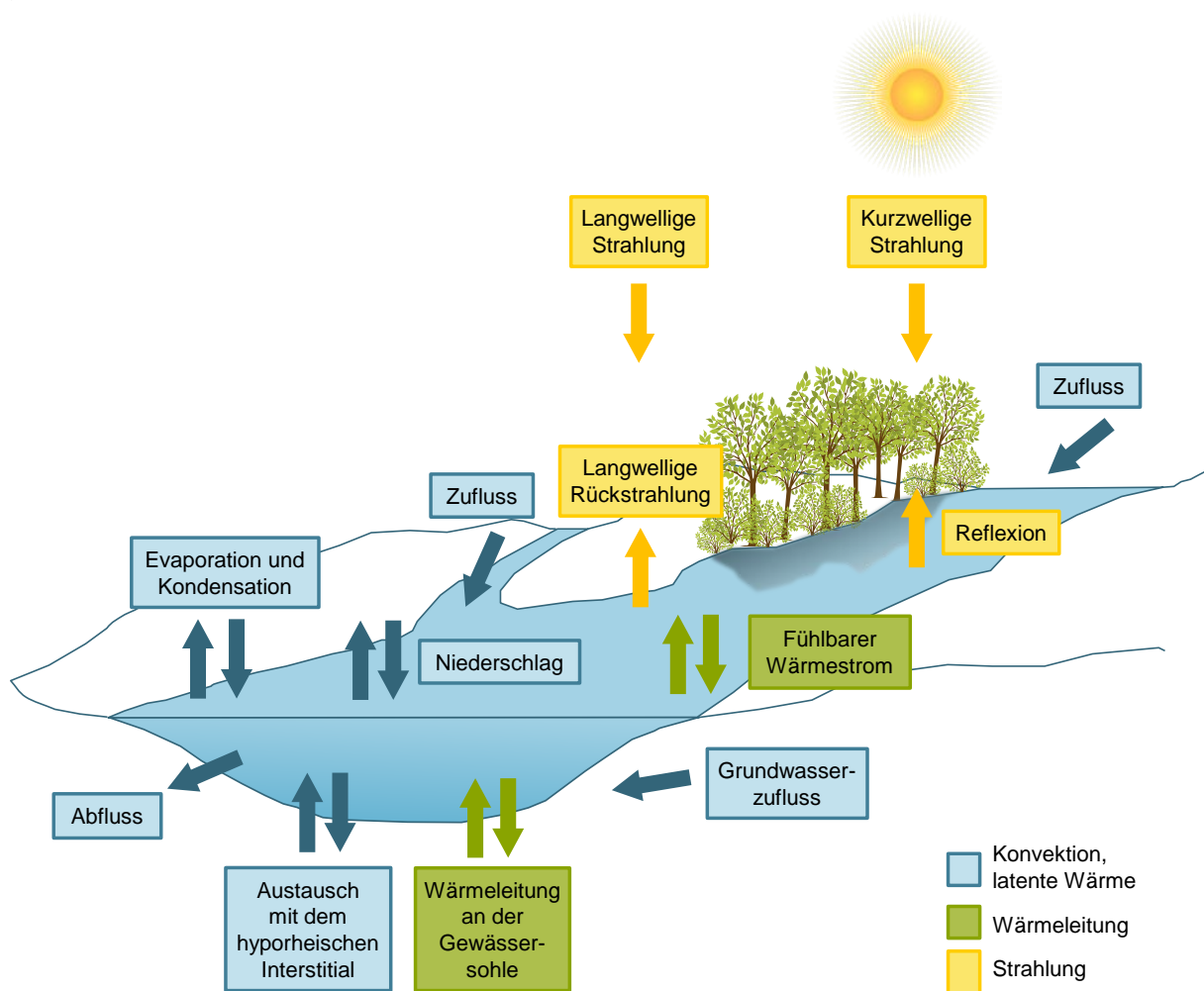


Abb. 2.4: Komponenten der Wärmebilanz von Fließgewässern, verändert nach Webb und Zhang (1997), Moore et al. (2005), Caissie (2006) und Coutant (1999).

Die Summe aller Wärmeaustauschprozesse ergibt den Nettowärmestrom bzw. die Wärmebilanz eines Wasserkörpers. Der Anteil der einzelnen Komponenten an der Wärmebilanz der Fließgewässer ist für jedes Gewässer spezifisch und abhängig von Ort und Zeit (Hannah et al., 2004; Webb und Zhang, 1997; Dugdale et al., 2018; Webb et al., 2008). Neben den konvektiven Wärmeströmen sind Wärmeeinträge aus kurzweiliger und langweiliger Strahlung als bedeutendste Energiequelle der Fließgewässer in den gemäßigten Breiten im Sommer identifiziert worden (Webb und Zhang, 1997; Webb et al., 2008; Dugdale et al., 2018; Garner et al., 2017). Dagegen kann in den strahlungsarmen Wintermonaten auch die Wärmeleitung an der Gewässersohle eine wesentliche Wärmequelle darstellen (Hannah et al., 2004). Die Wärmeeinträge aus Niederschlägen sowie chemischen und biochemischen Reaktionen werden in der Regel als vernachlässigbar angesehen (Webb und Zhang, 1997). Wärmeverluste entstehen vor allem aufgrund von Ausstrahlung und Verdunstung (Webb und Zhang, 1997; Hannah et al., 2004). Eine umfassende Analyse der Komponenten der Wärmebilanz von 17 Fließgewässern in England geben Webb und Zhang (1997). Abb. 2.5 zeigt beispielhaft den relativen Beitrag der einzelnen nicht-konvektiven Wärmeaustauschprozesse aus einem kontinuierlichen Monitoring über die Dauer eines Jahres am Black Ball Stream, Exmoor, Südwest-England. Die Beobachtungen von Webb und Zhang (2004) zeigen einen maßgeblichen Eintrag an Reibungswärme in den Black Ball Stream, der in den Wintermonaten Oktober bis Februar über ein Viertel des gesamten Wärmeeintrags ausmachte. Moore et al. (2005) halten dagegen die Reibung im Vergleich zu anderen Wärmeaustauschprozessen nur bei Fließgewässern mit großem Gefälle und vergleichsweise hohen Abflüssen in Zeiten geringer Sonneneinstrahlung für relevant.

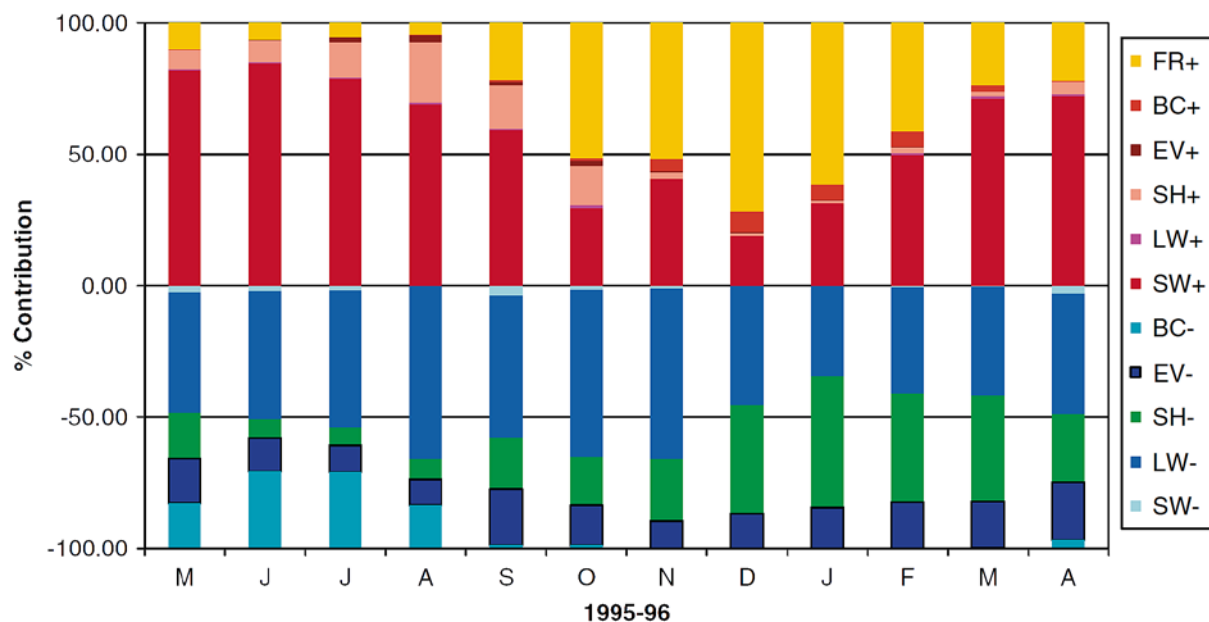


Abb. 2.5: Jahresgang der mittleren monatlichen Beiträge nicht-konvektiver Wärmeflüsse zum Energiegewinn und -Verlust im Black Ball Stream, Exmoor, Südwest-England. SW – kurzweilige Strahlung; LW – langweilige Strahlung; SH – fühlbare Wärme; EV – Verdunstung/Kondensation; BC – konvektiver Wärmestrom der Gewässersohle; FR – Reibung (Webb und Zhang (2004) zitiert in Webb et al. (2008)).

Evans et al. (1998) berechneten und verglichen den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre und dem Gewässerbett des River Blithe, Staffordshire, England, im Juli, September, Oktober und November

1994. Demnach wurden 82% der Energie an der Luft-Wasser-Grenzfläche und etwa 15% an der Grenzfläche zwischen Wasserkörper und Gewässerbett übertragen. Andere Prozesse waren für die übrigen 3% des Wärmeaustauschs verantwortlich. Auch Dugdale et al. (2018) berichteten, dass der Wärmeaustausch an der Gewässersohle im Vergleich zum Austausch an der Wasseroberfläche sehr klein ist.

Wärmefflüsse an der Grenzfläche zwischen Wasserkörper und Atmosphäre basieren vorwiegend auf kurz- und langwelliger Nettostrahlung, Evaporation und Wärmeleitung (Caissie, 2006). Dabei werden Fließgewässer aufgrund der größeren Wärmekapazität mit zunehmendem Abfluss flussabwärts weniger sensitiv gegenüber atmosphärischen Einflüssen (Smith und Lavis, 1975).

An der Gewässersohle auftretende Wärmeaustauschprozesse stellen im Winter eine Wärmequelle und im Sommer eine Wärmesenke dar (Dugdale et al., 2018; Caissie und Giberson, 2003). Die Übertragung der Wärmeenergie erfolgt vorwiegend durch Wärmeleitung und Austausch von Wasser aus dem Grundwasserleiter oder dem hyporheischen Interstitial (Story, 2003; Lapham, 1989; Caissie, 2006).

2.1.2.1 Einfluss der Beschattung durch Ufergehölze auf den Wärmehaushalt der Fließgewässer

Die Beschattung beeinflusst den Wärmeaustausch zwischen der Gewässeroberfläche und der Atmosphäre. Ufergehölze und andere beschattende Objekte verhindern, dass ein Anteil der kurzwelligen Sonnenstrahlung die Wasseroberfläche erreicht und reduzieren somit den strahlungsbedingten Wärmeeintrag (Dugdale et al., 2018; Imholt et al., 2013; Webb und Zhang, 1997; Moore et al., 2005; Johnson, 2004; Caissie, 2006). Der strahlungsabschirmende Effekt der Ufervegetation ist bei kleinen Fließgewässern mit geringen Abflüssen und großer Breite im Verhältnis zur Tiefe am wirksamsten (Castelle et al., 1994).

In den 1970er Jahren wurden zahlreiche Untersuchungen an der nordwestlichen Pazifikküste Nordamerikas zum Einfluss der Abholzung vormals bewaldeter Gebiete auf die Fließgewässertemperatur durchgeführt. In vielen Fällen wurde ein starker Anstieg der Sommertemperaturen beobachtet (Beschta, 1997; Moore et al., 2005; Brown, 1969; Brown und Krygier, 1970; Burton und Likens, 1973; Zwieniecki und Newton, 1999). Dabei konnten Nettostrahlungen eines entwaldeten Gewässers zur Mittagszeit beobachtet werden, die mehr als fünffach so hoch waren wie im Schatten unter Baumkronen, was vorwiegend auf die erhöhte Sonneneinstrahlung zurückgeführt wurde (Brown, 1969).

In einem Experiment von Johnson (2004) wurde ein 200 m langer Abschnitt im Oberlauf eines Fließgewässers im H.J. Andrews Experimental Forest, Oregon, USA, mit einer Folie künstlich beschattet. Ein unbeschatteter Abschnitt des Flusslaufs erfuhr einen Energiegewinn von 580 W/m^2 , während im beschatteten Abschnitt ein Energieverlust von 149 W/m^2 beobachtet wurde (Abb. 2.6).

In einer aktuellen Studie von Dugdale et al. (2018) wurden das Temperaturregime und die Wärmefflüsse über ein Jahr an Fließgewässerabschnitten mit unterschiedlicher Ufervegetation gemessen. Die Ergebnisse zeigten, dass die kurzwellige Strahlung an der Oberfläche des Gewässers im offenen Grünland etwa sechsmal so hoch war wie am durch kommerziellen Nadelwald beschatteten Gewässer. Zudem wurde beobachtet, dass das stark beschattete Gewässer weniger Energie durch langwellige Strahlung und latente Wärmefflüsse an die Atmosphäre abgab als der unbeschattete Abschnitt.

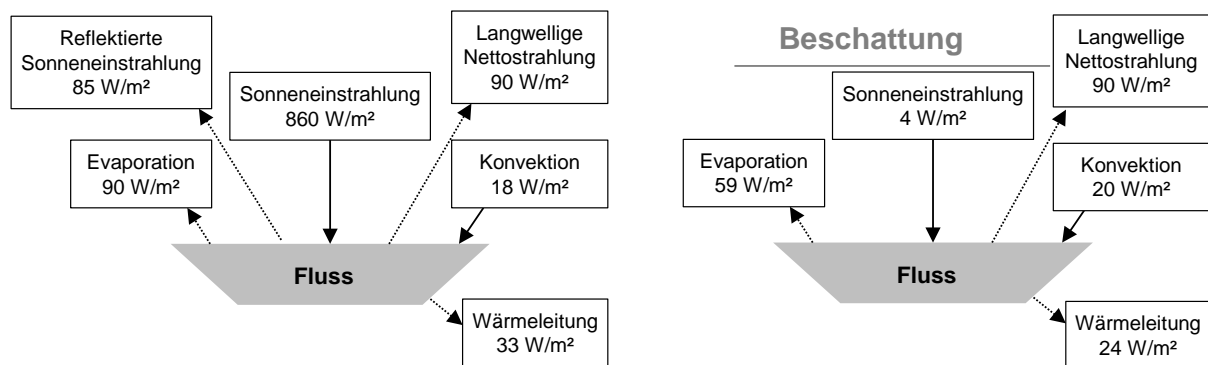


Abb. 2.6: Wärmebilanz am 20.07.1997 um 12:00 Uhr unter unbeschatteten (links) und vollständig beschatteten Bedingungen (rechts), verändert nach Johnson (2004).

Die Bedeutung der Gewässerbeschattung für die Temperatur von Fließgewässern wurde auch im Rahmen einer umfassenden vergleichenden Literaturstudie von Hester und Doyle (2011) deutlich. Die Autoren stellten heraus, dass die Exponierung vormals beschatteter Gewässerstrecken durch den Verlust von Ufervegetation langfristig die größte potentielle Erwärmungswirkung auf die Wassertemperatur im Vergleich zu anderen typischen anthropogenen Einflüssen haben kann. Demnach würde sie zu einer stärkeren Erwärmung führen als die Folgen der globalen Klimaerwärmung (Abb. 2.7).

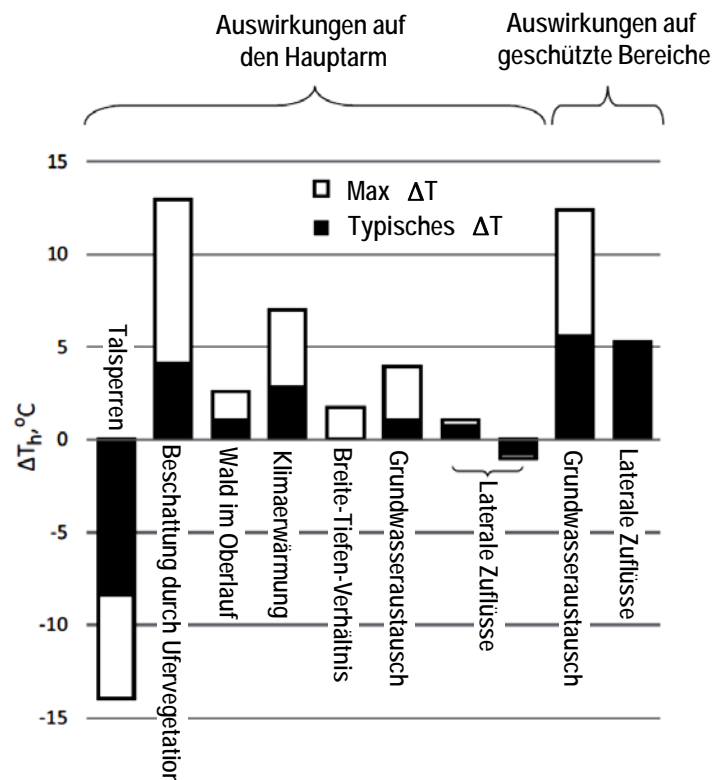


Abb. 2.7: Auswirkungen ausgewählter anthropogener Einflüsse auf die Wassertemperatur eines Fließgewässers im Sommer, verändert nach Hester und Doyle (2011).

2.1.3 Räumliche und zeitliche Variabilität der Fließgewässertemperatur

In Klimaten mit ausgeprägten Jahreszeiten ist die Wassertemperatur der Fließgewässer durch eine tägliche und jährliche Periodizität gekennzeichnet (Ward, 1985). In Fließgewässern in den gemäßigten Breiten der nördlichen Hemisphäre sind im Juli und August die höchsten und im Januar die tiefsten Wassertemperaturen zu beobachten (Schönborn und Risse-Buhl, 2013). Im Tagesverlauf tritt die tiefste Temperatur am Morgen zur Zeit des Sonnenaufgangs ein, die Tageshöchsttemperatur wird dagegen am späten Nachmittag oder frühen Abend erreicht (Caissie, 2006).

Die räumliche Variabilität der Fließgewässertemperatur äußert sich zum einen großräumig in der Änderung des Temperaturregimes entlang der Gewässerlängsachse (longitudinal). Zum anderen sind kleinräumige horizontale und vertikale Temperaturgradienten festzustellen. In der Regel nehmen die maximalen und mittleren Wassertemperaturen vom Oberlauf zur Mündung zu, erreichen aber im Unterlauf ein Plateau (Abb. 2.8 und Abb. 2.9). Auch die Jahresamplitude und Tagesamplitude der Wassertemperatur nehmen flussabwärts zu, wobei sie im Unterlauf größerer Flüsse unter Umständen kleiner sein können als in oberliegenden Gewässerabschnitten (Ward, 1985; Caissie, 2006; Schönborn und Risse-Buhl, 2013).

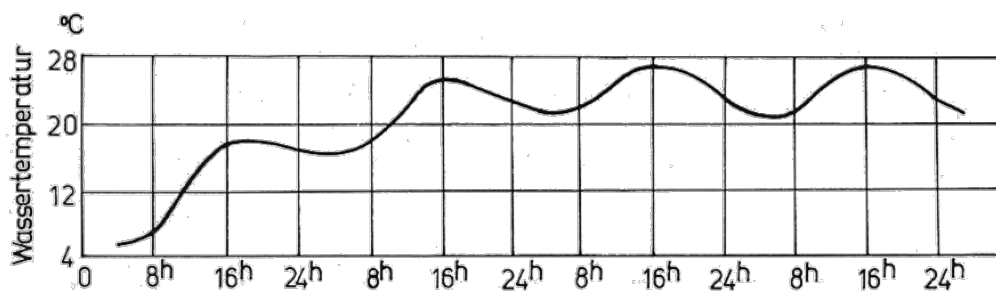


Abb. 2.8: Räumliche Variabilität der Fließgewässertemperatur: Der Temperaturverlauf der fließenden Welle, an der Quelle beginnend. Messdauer 4 Tage. Nach Eckel und Reuter 1950. (Schönborn, 1992).

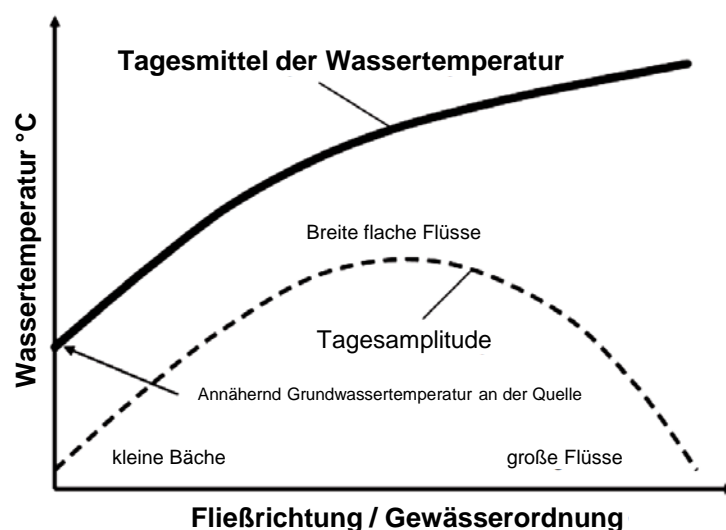


Abb. 2.9: Räumliche Variabilität der Fließgewässertemperatur: Tagesmittel und tägliche Variation der Wassertemperatur in Abhängigkeit der Fließgewässerordnung, verändert nach Caissie (2006).

Trotz der ständigen strömungsbedingten Mixis existieren lokal differenzierbare Temperaturregime in Fließgewässern (Temperaturmosaik). So ist die Wassertemperatur in strömungsberuhigten Bereichen größeren Schwankungen unterworfen als in der schneller strömenden Gewässermitte (Abb. 2.10), (Schönborn und Risse-Buhl, 2013; Schwoerbel und Brendelberger, 2013).

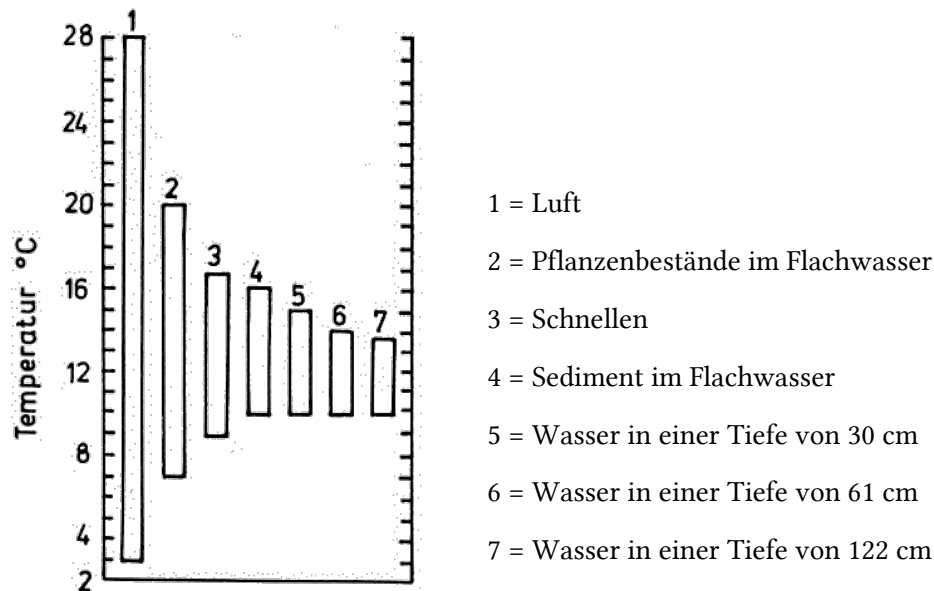


Abb. 2.10: Tagesschwankungen der Wassertemperatur im Oberlauf eines tasmanischen Fließgewässers, verändert nach Ward (1985).

2.2 Messung der Fließgewässertemperatur

Die ersten dokumentierten systematischen Untersuchungen der Fließgewässertemperatur fanden im Napoleonischen Zeitalter zwischen 1799 und 1801 am Nil statt. Zu dieser Zeit wurden Quecksilberthermometer zur Messung und Papier und Feder zur Aufzeichnung der Informationen verwendet (Webb et al., 2008; Stevens et al., 1975). Heute sind digitale Temperaturlogger die wohl am weitesten verbreiteten Messgeräte zur Untersuchung der Wassertemperatur in aquatischen Ökosystemen. Sie sind vergleichsweise günstig in der Anschaffung, einfach einzusetzen und können große Datenmengen speichern (Dunham et al., 2005; Johnson, 2003). Die zeitliche Auflösung der Logger kann meist beliebig programmiert werden und beginnt in der Regel bei 1 Minute. Je nach Fragestellung wird sie häufig zwischen 10 und 20 Minuten (Garner et al., 2017; Leach und Moore, 2011; Webb und Zhang, 1997) oder bei 1 Stunde gewählt (Vatland et al., 2014; Boegh et al., 2009; Pedersen und Sand-Jensen, 2007). Temperatursensoren müssen vor direkter Sonneneinstrahlung und mechanischer Beanspruchung geschützt werden, deshalb kommen häufig PVC-Rohre (Garner et al., 2017; Dugdale et al., 2018) oder andere Einhausungen zum Einsatz. Mit digitalen Temperaturloggern können zeitlich hochaufgelöste Informationen gewonnen werden. Die räumliche Auflösung ist aber durch die Zahl der eingesetzten Geräte limitiert. Aus diesem Grund wurde die Fernerkundung mit thermischen Infrarot-Spektrometern (TIR) von Satelliten oder Flugzeugen zur räumlich hoch aufgelösten Messung der Fließgewässertemperatur erprobt (z.B. Torgersen et al., 2001). TIR-Methoden können aber durch den hohen Kosten- und Arbeitsaufwand bei der Datenerhebung und

Datenauswertung nicht beliebig oft wiederholt werden und liefern deshalb Informationen von limitierter zeitlicher Auflösung. Darüber hinaus ist die Sichtbarkeit der Wasseroberfläche, insbesondere bei kleineren Fließgewässern, unter Umständen durch Wolken oder überhängende Ufervegetation eingeschränkt (Vatland et al., 2014). Handcock et al. (2012) geben eine ausführliche Gegenüberstellung der Methoden. Eine Möglichkeit für die zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Wassertemperaturuntersuchung ergibt sich aus der faseroptischen Temperaturmessung (DTS), deren Anwendung in hydrologischen Systemen von Selker et al. (2006) vorgestellt wurde. Die Autoren erwarten, dass im Zuge der Weiterentwicklung dieser vielversprechenden Technik die Kosten und der Aufwand der Kabelinstallation sinken werden.

Eine hohe Raumauflösung ist vor allem für die Charakterisierung des Temperaturregimes von Fließgewässern mit ausgeprägter räumlicher Heterogenität von Bedeutung. Deshalb sind Infrarot-Methoden für die Untersuchung breiter, flacher und komplex strukturierter Fließgewässer interessant (Abb. 2.11). Für die Untersuchung der Wassertemperatur von lateral wenig differenzierten, kleineren Fließgewässern, die eine ausgeprägte zeitliche Dynamik der Wassertemperatur aufweisen, ist der Einsatz herkömmlicher registrierender Temperatursensoren noch immer die Methode der Wahl (Dugdale et al., 2018; Garner et al., 2017).

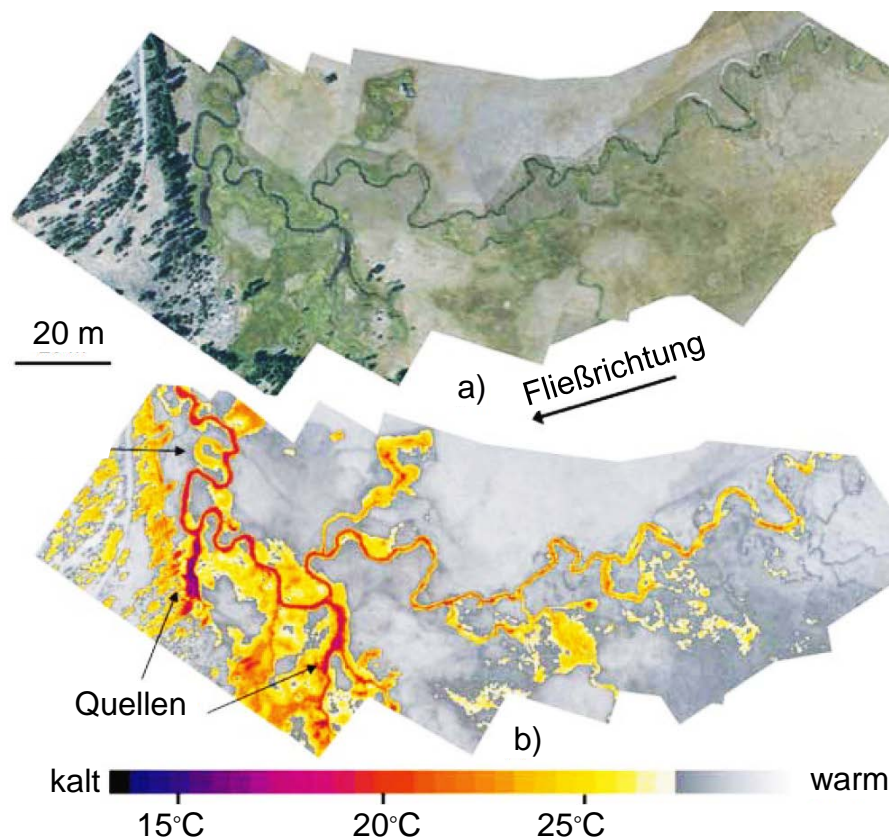


Abb. 2.11: a) Luftbild und b) TIR-Befliegung des Oberlaufs vom Middle Fork John Day River, Oregon, USA, am 16. August 2003 im Bereich einer Bergalm mit zufließenden Grundwasserquellen, verändert nach Handcock et al. (2012).

2.3 Simulation der Fließgewässertemperatur

Die Ansätze zur Simulation der Wassertemperatur von Fließgewässern werden von Benyahya et al. (2007) in statistische und deterministische Modelle unterschieden. Statistische Modelle (Regressionsmodelle, stochastische Modelle und neuronale Netze (engl.: Artificial Neural Networks, ANNs)) stellen einen Zusammenhang zwischen der Wassertemperatur und der Lufttemperatur und/oder anderer Variablen her (2.3.1). Deterministische Modelle berechnen den Wärmeaustausch des Gewässers mit der Atmosphäre und dem Gewässerbett (Benyahya et al., 2007; Caissie, 2006) (2.3.2).

2.3.1 Statistische Modellansätze

2.3.1.1 Regressionsmodelle

Regressionsmodelle nutzen die starke, meist lineare Korrelation zwischen der Lufttemperatur und der Wassertemperatur. Dabei werden in der Regel wöchentliche und monatliche Beobachtungen zugrunde gelegt. Johnson (2003) betont, dass diese Korrelation nicht auf einen kausalen Zusammenhang zurückgeführt werden sollte, sondern durch den starken Einfluss der Strahlung auf beide Größen zu erklären ist. Der Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Zum einen beeinflusst die zeitliche Auflösung der Temperaturbeobachtungen den Anstieg und y-Achsenabschnitt der Regressionsgeraden. Auch das hydrologische Regime hat Einfluss auf den Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur. Bei Fließgewässern mit großem Grundwasserzustrom ist der Anstieg der Regressionsgeraden in der Regel geringer und der Schnittpunkt mit der Ordinate liegt höher als bei geringem Grundwassereinfluss (Caissie, 2006), was eine verringerte Modellsensitivität nach sich zieht. Eine aktuelle Anwendung wird in Carlson et al. (2017) vorgestellt.

In multiple Regressionsmodelle finden neben der Lufttemperatur weitere meteorologische oder hydrologische Beobachtungen Eingang (Caissie, 2006). Logistische Regressionsmodelle liefern bessere Ergebnisse als lineare, wenn der Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur im Bereich niedriger Temperaturen durch Grundwasserzustrom und im Bereich hoher Temperaturen durch die abkühlende Wirkung der Verdunstung nicht linear ist (Mohseni et al., 2003; Webb et al., 2008; Pedersen und Sand-Jensen, 2007).

Regressionsmodelle sind aufgrund des vergleichsweise geringen Aufwands bei der Modellerstellung und des geringen Bedarfs an Eingangsdaten in der Vergangenheit häufig eingesetzt worden. Die zeitliche Auflösung ist auf eine wöchentliche Vorhersage der Wassertemperatur limitiert (Benyahya et al., 2007). Eine räumliche Generalisierung geht meist mit einem Verlust an Vorhersagepräzision einher, kann aber den Aufwand für die Modellerstellung und Datenbereitstellung maßgeblich reduzieren (Carlson et al., 2017; Benyahya et al., 2007). Der in Regressionsmodellen aufgestellte Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur hat einen eingeschränkten Gültigkeitsbereich und ist nicht auf andere Gewässer oder Abschnitte übertragbar (Johnson, 2003). Auch Moore et al. (2005) unterstreichen die Unsicherheiten bei der Anwendung von Regressionsmodellen in Gebieten oder unter meteorologischen Bedingungen, die von den Kalibrierungsbedingungen abweichen.

2.3.1.2 Stochastische Modelle

Stochastische Modelle benötigen ebenfalls nur die Lufttemperatur als Eingangsvariable und sind für die Vorhersage der Wassertemperatur im Tageszeitschritt erfolgreich eingesetzt worden (z.B. Caissie et al., 2001). Sie basieren auf einer Separation der Wassertemperaturzeitreihe in eine Langzeit- und eine Kurzzeitkomponente. Die Langzeitkomponente repräsentiert die Jahresperiodizität und kann mit einer Sinusfunktion oder Fourierreihe beschrieben werden. Nach Eliminierung der Langzeitkomponente werden Methoden der Zeitreihenanalyse auf die Kurzzeitkomponente angewendet (Benyahya et al., 2007).

Stochastische Modelle bieten sich an, wenn eine Vorhersage der Wassertemperatur im Tageszeitschritt erforderlich ist, aber nur Lufttemperaturdaten und keine Aufzeichnungen der Strahlung und des Windes verfügbar sind. Sie sind nicht auf andere Gewässer oder Abschnitte übertragbar.

2.3.1.3 Neuronale Netze (ANNs)

Neuronale Netze werden seit den 1990er Jahren zunehmend für die Modellierung der Wasserqualität eingesetzt (Wu et al., 2014). ANNs können komplexe, nichtlineare Zusammenhänge zwischen Eingangs- und Ausgangsvariablen ohne eine physikalische Erklärung aus den verfügbaren Beobachtungsdaten herstellen. In einer aktuellen Anwendung konnten Hebert et al. (2014) die Wassertemperatur in Abhängigkeit von der Lufttemperatur, Wassertemperatur und Wasserstandsinformationen auf Stundenbasis mit ähnlicher oder besserer Modellgüte im Vergleich zu stochastischen und deterministischen Modellen simulieren.

Die Vorteile von ANNs liegen in ihrer Einfachheit, dem geringen Bedarf an Eingangsdaten und der Fähigkeit, lange Zeitreihen mit guter Präzision vorherzusagen (Hebert et al., 2014). Sie liefern dem Anwender aber keine klassische mathematische Funktion oder physikalischen Zusammenhang. Auch ANNs sind ortsspezifisch und sollten nur im Wertebereich historisch beobachteter Temperaturen angewendet werden (Benyahya et al., 2007).

2.3.2 Deterministischer Modellansatz

Deterministische Wassertemperaturmodelle simulieren die Energieaustauschprozesse des Gewässers mit seiner Umwelt. Unter Berücksichtigung des Volumens und der Wärmekapazität des Wassers kann aus der Summe aller Wärmeaustauschprozesse die Temperatur des Wasserkörpers berechnet werden. Die umfangreiche Prozessbeschreibung setzt die Verfügbarkeit zeitlich hoch aufgelöster Beobachtungen zusätzlicher meteorologischer Steuergrößen des Wärmehaushalts wie Strahlung, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit voraus. Die Verknüpfung des Nettowärmestromes mit hydrologischen und hydraulischen Prozessen erfolgt meist über hydrodynamische Simulationen unter Massen- und Impulserhalt und Berücksichtigung von Advektion und Dispersion auf unterschiedlichen Raumskalen (1D, 2D, 3D), (Webb und Zhang, 1997). Daraus resultiert ein nicht unerheblicher Datenbedarf für die adäquate Beschreibung der Gewässergeometrie.

In zahlreichen Anwendungen konnte mit Wärmebilanzmodellen eine präzise Vorhersage der Fließgewässertemperatur in beliebiger zeitlicher Auflösung (bis auf Stundenbasis) erzielt werden (z.B. Sinokrot und Stefan, 1993; Sharma et al., 2012; Loicq et al., 2018; Chen et al., 1998).

Deterministische Modelle eignen sich für die Simulation von Impaktszenarien, da sie die Manipulation bestimmter Komponenten der Wärmebilanz prozessbasiert abbilden. Aus diesem Grund sind sie auch universell anwendbar. Allerdings schränkt der große Datenbedarf den Einsatzbereich meist auf eine kleinere Raumskala ein.

2.3.3 Modelle mit deterministischem Ansatz zur Simulation der Wassertemperatur

Es gibt eigens für die Simulation der Wassertemperatur in Abhängigkeit von der Beschattung entwickelte Fließgewässermodelle. Diese wurden meist im nordwestlichen Pazifikraum Nordamerikas zur Simulation der Auswirkungen forstwirtschaftlicher Bewirtschaftung auf die Wassertemperatur von Fließgewässern im dichten Nadelwald entwickelt. Hydrodynamische Parameter wie Fließgeschwindigkeit, Wassertiefe, etc. müssen vom Anwender vorgegeben werden. Als Beispiele seien die Modelle TEMP-84 (Beschta et al., 1984), TEMPEST (Adams und Sullivan, 1989), SSTEMP (Theurer et al., 1984) und SNTMP (Bartholow, 1991) genannt. Ein umfassender Modellvergleich wird in Sullivan et al. (1990) gegeben.

Dem gegenüber stehen hydrodynamische Wasserqualitätsmodelle, die ursprünglich für die Simulation anthropogener Belastungen (Stoff- und Wärmeeinträge) in landwirtschaftlich oder urban beeinflussten Gewässerläufen entwickelt wurden. Einige dieser Modelle verfügen über deterministische Module zur Simulation der Wassertemperatur. Beispiele sind das ATV-Gewässergütemodell (ATV und DVWK, 2001), EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002), oder QUAL2E (Brown und Barnwell, 1987). Die Gewässerbeschattung kann zum Teil innerhalb des Modells aus Angaben zur Gewässergeometrie und Ufervegetation berechnet werden (ATV-Gewässergütemodell), oder sie muss als Modellparameter zur Verfügung gestellt werden (EPD-RIV1). In diesem Fall ist eine Beschattungsberechnung außerhalb des Modells notwendig. Auf modellinterne und externe Ansätze zur Berechnung der Fließgewässerbeschattung wird im Abschnitt 3.3.4 eingegangen.

Neben den für die Berechnung der Wassertemperatur verwendeten Annahmen unterscheiden sich Wassertemperaturmodelle auch in der räumlichen Modellstruktur. Man kann z.B. zwischen Einzugsgebietsmodellen und Modellen für abgegrenzte Gewässerabschnitte unterscheiden. Weitere Unterschiede liegen in der Fähigkeit zur Abbildung instationärer Abflüsse oder im Ausgabezeitschritt. Tab. 2.1 gibt eine Übersicht zu eindimensionalen Modellen mit deterministischem Ansatz für die Simulation der Wassertemperatur.

Tab. 2.1: Eigenschaften von eindimensionalen Modellen mit deterministischem Ansatz zur Simulation der Wassertemperatur (s: stationär, i: instationär, A: Fließgewässerabschnitt, FG: Flussgebiet, MIN: Minimum, MW: Mittelwert, MAX: Maximum).

Bezeichnung (Autor)	Hydrodynamik	Räumliche Dimension	Beschattung intern/extern	Zeitschritt
SSTEMP (Theurer et al., 1984)	-	A	intern	Tag (MW, MAX)
TEMPEST (Adams und Sullivan, 1989)	-	A	extern	Stunde
TEMP-84 (Beschta et al., 1984)	-	A	intern	Stunde
SNTEMP (Bartholow, 1991)	s	A / FG	extern	Tag (MIN, MW, MAX)
STRTEMP (Sridhar et al., 2004)	s	A / FG	intern	Minute
STREAMLINE (Rutherford et al., 1997)	s	A / FG	intern	Minute
QUAL2E (Brown und Barnwell, JR., 1987)	s	A / FG	extern	Minute
EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002)	s / i	A / FG	extern	Minute
ATV-Gewässergütemodell (ATV-DVWK, 2001)	s / i	A / FG	intern	Minute

3 Beschattung von Fließgewässern: Messung und Simulation

3.1 Ökologische Bedeutung der Fließgewässerbeschattung

Ufergehölze und andere beschattende Objekte verhindern, dass ein Anteil der kurzwelligen Sonnenstrahlung die Wasseroberfläche erreicht. Damit verringert sich zum einen der strahlungsbedingte Wärmeeintrag ins Gewässer (vergl. 2.1.2.1), zum anderen reduziert sich die Verfügbarkeit von Licht (Dawson und Kern-Hansen, 1979).

Der kausale Zusammenhang zwischen dem Temperaturregime der Fließgewässer und der Beschattung wurde in der wissenschaftlichen Literatur umfassend dokumentiert. Eine Übersicht geben z.B. Moore et al. (2005). Im Allgemeinen werden eine Dämpfung der Tagesamplitude und geringere Tageshöchsttemperaturen in beschatteten Gewässerstrecken im Vergleich zu strahlungsexponierten Abschnitten beobachtet (z.B. Broadmeadow et al., 2011; Imholt et al., 2010; Ward, 1985). Aus diesem Grund wird der Ausbau der Ufervegetation als geeignete Maßnahme zur Stabilisierung des Temperaturregimes vor dem Hintergrund sich wandelnder meteorologischer Randbedingungen empfohlen (Imholt et al., 2013; DeWalle, 2008; Rutherford et al., 1997; Seavy et al., 2009; Sweeney und Newbold, 2014). Die Entfernung von dichter Ufergehölzvegetation führte häufig zu einem Anstieg der Wassertemperatur, insbesondere der sommerlichen Tageshöchsttemperaturen (z.B. Janisch et al., 2012; Davies und Nelson, 1994). Ein Überblick über die ökologische Bedeutung der Fließgewässertemperatur wurde im Abschnitt 2.1.1 gegeben.

Licht, genauer Strahlung im Wellenlängenbereich von 400 bis 700 nm (engl.: photosynthetic active radiation (PAR)), stellt neben den Nährstoffen Phosphor und Stickstoff einen Minimumfaktor für die Primärproduktion dar (Kalbe, 1997; Schwoerbel und Brendelberger, 2013). Bei einer eingeschränkten Verfügbarkeit von PAR ist die Energiequelle für photoautotrophe aquatische Organismen wie Algen und Makrophyten limitiert und es findet wenig Photosynthese im Gewässer statt. Deshalb dominieren in stark beschatteten kleineren Fließgewässern häufig heterotrophe Prozesse (Schönborn und Risse-Buhl, 2013). In offenen Landschaften intensiviert das größere Angebot an PAR die Photosyntheserate. In Fließgewässern im intensiv landwirtschaftlich genutzten Tiefland breiten sich Makrophyten durch ein Überangebot an Licht und Nährstoffen manchmal stark aus (Sand-Jensen et al., 1989). Durch eine erneute Etablierung beschattender Ufergehölze kann einer massiven Besiedlung mit Makrophyten entgegengewirkt werden (Dawson und Kern-Hansen, 1979; Dawson und Haslam, 1983; Hill et al., 1995; Köhler et al., 2010; Feld et al., 2018; Burrell et al., 2014; Demal und Fortin, 1987). Einige Autoren gehen davon aus, dass ein Wechsel aus beschatteten und weniger beschatteten Abschnitten sich günstig auf die Biodiversität des Fließgewässerökosystems auswirkt (Dawson und Kern-Hansen, 1979; Wilcock et al., 2004). Wie Hill et al. (2001) nachweisen konnten,

hat die jahreszeitliche Variabilität der durch laubabwerfende Ufergehölze verursachten Beschattung einen maßgeblichen Einfluss auf die für die Photosynthese verfügbare Strahlung. Während der Blättentfaltung im Frühjahr wurde eine Reduktion der PAR von über 1000 zu weniger als $30 \mu\text{mol}/(\text{m}^2\text{s})$ in kleinen Fließgewässern in einem Eichen-Hickory-Wald in Tennessee, USA, beobachtet. Als Folge ging die Primärproduktion der Gewässer deutlich zurück (Abb. 3.1).

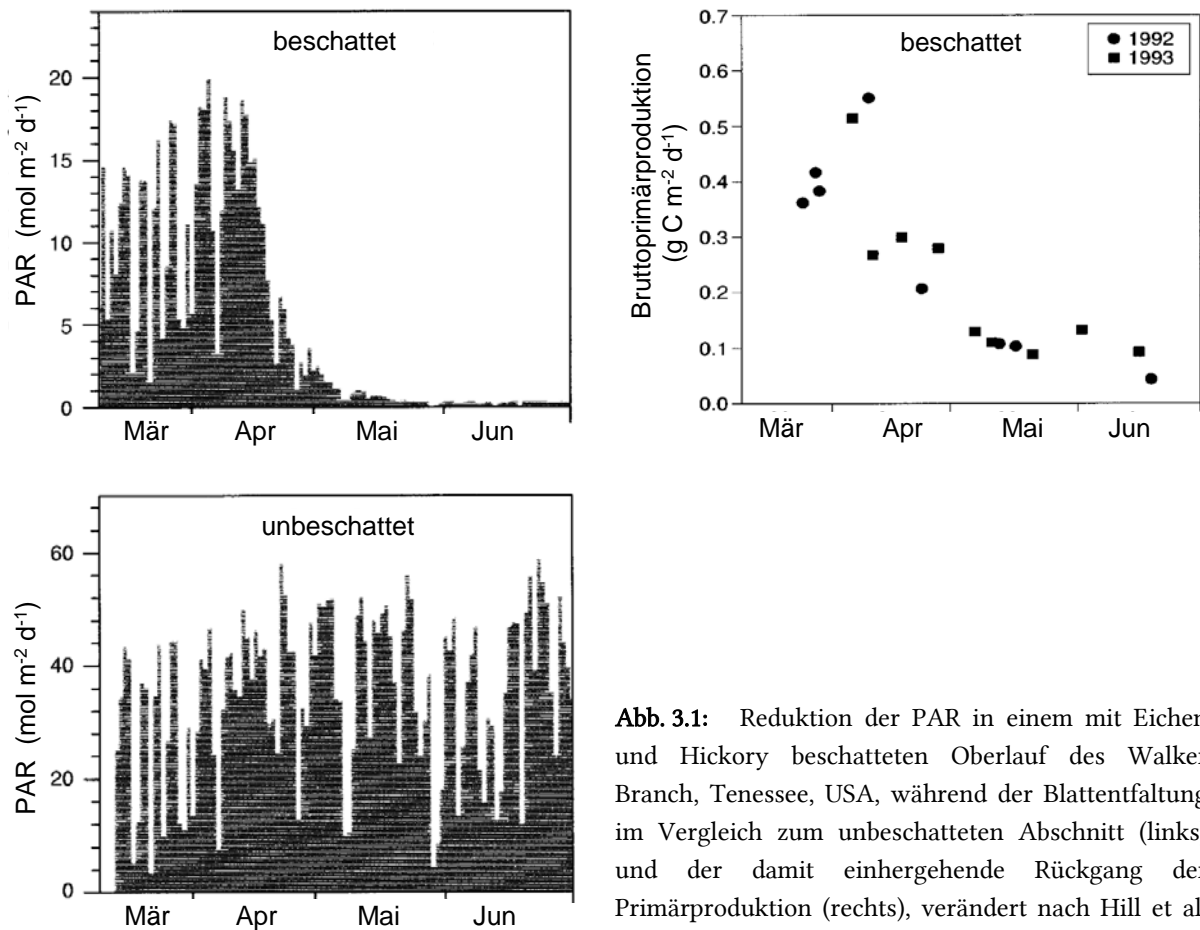


Abb. 3.1: Reduktion der PAR in einem mit Eichen und Hickory beschatteten Oberlauf des Walker Branch, Tennessee, USA, während der Blättentfaltung im Vergleich zum unbeschatteten Abschnitt (links) und der damit einhergehende Rückgang der Primärproduktion (rechts), verändert nach Hill et al. (2001).

Die Beschattung der Fließgewässer wird in der Regel durch Ufergehölze gewährleistet. Ufergehölzstreifen haben als Übergangszone zwischen terrestrischen und aquatischen Lebensräumen eine große ökologische Bedeutung und erfüllen Funktionen, die weit über die Beschattung der Fließgewässer hinausgehen. Eine umfassende Übersicht wird in Naiman und Décamps (1997), Sweeney und Newbold (2014) und Pollock und Beechie (2014) gegeben und soll nicht Gegenstand dieser Arbeit sein.

3.2 Messung der Fließgewässerbeschattung

“Shade was found to be highly variable and difficult to measure in an unbiased way. “

Rutherford et al., 1997

Der Begriff Fließgewässerbeschattung ist zu verstehen als der Anteil der einfallenden Sonnenenergie, der von der Vegetation und/oder der Topographie reflektiert oder absorbiert wird und so die Gewässeroberfläche nicht erreicht (Ice et al., 1999; King County, 2005).

Die Möglichkeiten der direkten Messung der Fließgewässerbeschattung beschränken sich auf die Punktmessung vom Boden mit Ultraweitwinkelfotografie und dem sogenannten Solar Pathfinder™ (3.2.1) (Ice et al., 1999).

Alternativ kann die Gewässerbeschattung unter Verwendung von Messgrößen zur Charakterisierung der beschattenden Vegetation berechnet werden (3.2.2). Häufig wird die Messung der Himmelsbedeckung (engl.: sky view factor, SVF) als Indikator bei der Berechnung der Beschattung eines Ortes herangezogen (Moore et al., 2005). Dieser kann mit optischen Instrumenten wie dem Densiometer und dem Klinometer ermittelt werden (Ice et al., 1999). Neuere Studien nutzen zur Ermittlung der Geometrie von Vegetationsstrukturen vermehrt Fernerkundungsmethoden aus der Luft (Light Detection and Ranging, LiDAR) (Leistert und Weiler, 2011; Wang et al., 2016; Loicq et al., 2018; Johnson und Wilby, 2015) und vom Boden (terrestrischer Laserscan, TLS), (Kong et al., 2016).

3.2.1 Instrumente und Methoden zur Messung der Beschattung

3.2.1.1 Ultraweitwinkelfotografie

Mit einer nivellierten digitalen Kamera, die mit einer Ultraweitwinkel-Linse (“fish-eye”) ausgestattet ist, werden 180-Grad-Winkel-Aufnahmen des Himmels über dem Gewässer angefertigt. Die digitalen Bilddateien können mit Hilfe spezieller Software ausgewertet werden. Im ersten Schritt werden die den Himmel und die Vegetation abbildenden Pixel mit einer manuellen oder automatisierten Schwellenwertanalyse der Helligkeit identifiziert (Bianchi et al., 2017). Dann projiziert die Auswertesoftware den Gang der Sonne auf die Bilder und berechnet so den Anteil der Sonnenstrahlung, der die Gewässeroberfläche erreicht (Ice et al., 1999). Beispiele für hemisphärische Aufnahmen von Baumkronen über einem Fließgewässer sind in Abb. 3.6 dargestellt.

Die Ultraweitwinkelfotografie wird aktuell am häufigsten zur Bestimmung von Baumkroneneigenschaften und Lichtverhältnissen unter Bäumen vom Boden aus eingesetzt (Bianchi et al., 2017; Garner et al., 2017). Sie ist weniger anfällig gegenüber Anwenderfehlern als andere optische Bodenmethoden (Moore et al., 2005). Die Ergebnisse sind im Gegensatz zur direkten Strahlungsmessung nicht maßgeblich durch Wolkenbedingungen und Tages- und Jahreszeit beeinflusst. Eine aktuelle Untersuchung prüfte auch die Anwendbarkeit von Smartphone-Kameras mit entsprechender Linse für die Analyse von Lichtverhältnissen unter Bäumen (Bianchi et al., 2017).

3.2.1.2 Solar Pathfinder™

Der Solar Pathfinder™ ist ein Instrument, das auf ein Stativ gestellt, ausgerichtet und nivelliert wird. Es besteht im Wesentlichen aus einer waagerechten Ebene mit einem beschreibbaren Sonnenwegdiagramm, über der sich eine halbkugelförmige reflektierende Kunststoffhaube befindet (Abb. 3.2). Mit dem Solar Pathfinder™ kann der Anteil der direkten Solarstrahlung, die durchschnittlich an einem Tag eines bestimmten Monats abgeschirmt wird, ermittelt werden (Moore et al., 2005; Ice et al., 1999). Dabei werden die auf der Haube reflektierten Objekte als strahlungsundurchlässig angenommen. Die Messung berücksichtigt die geographische Lage, den Sonnenstand, die Ausrichtung des Gewässers, die Topographie, die Vegetation und Bebauung. Geübte Anwender können mit dem Solar Pathfinder™ bei Wiederholungsmessungen Beschattungswerte mit weniger als 5% Abweichung erzielen (Ice et al., 1999).

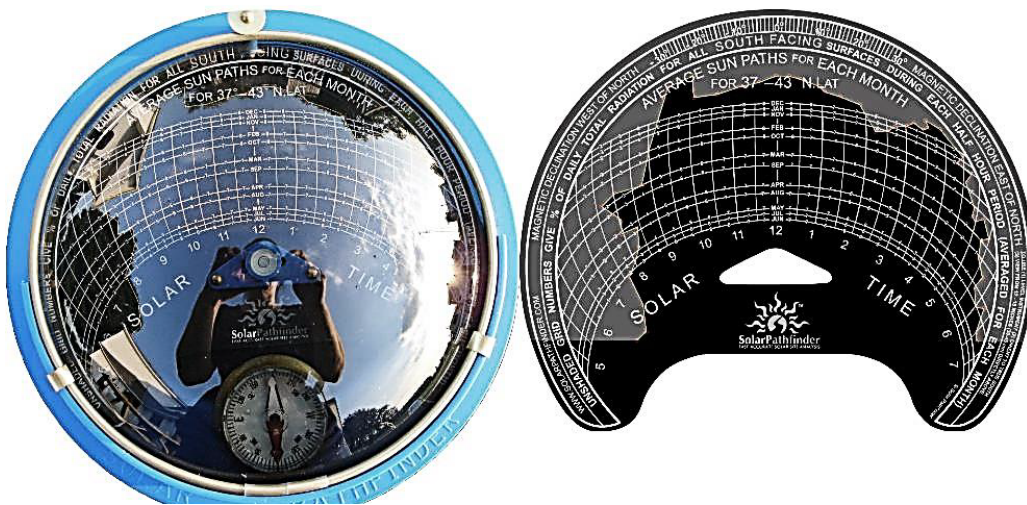


Abb. 3.2: Links: Reflexion von beschattenden Objekten auf der Oberfläche des Solar Pathfinder™. Rechts: Solar Pathfinder™ Sonnenwegdiagramm für 37° bis 43° nördliche Breite (www.solarpathfinder.com, 2018).

3.2.2 Instrumente und Methoden zur Messung der Vegetationscharakteristik und abgeleiteter Größen

3.2.2.1 Densiometer

Ein Densiometer ist ein konkaver, halbkugelförmiger Spiegel mit einem Raster, der die Baumkronen über dem Beobachtungspunkt widerspiegelt (Abb. 3.3 links). Es wird plan in 30 cm Höhe über der Gewässer Oberfläche gehalten. Die Anzahl vegetationsbedeckter Gitterschnittpunkte ist ein Maß für die prozentuale Himmelsbedeckung (SVF) (Ice et al., 1999).

3.2.2.2 Klinometer

Das Klinometer misst den Höhenwinkel eines bedeckenden Objektes von der Gewässerachse aus (Abb. 3.3 rechts). Die prozentuale Himmelsbedeckung kann aus dem bedeckten Anteil des 180°-Bogens ermittelt werden (Ice et al., 1999).

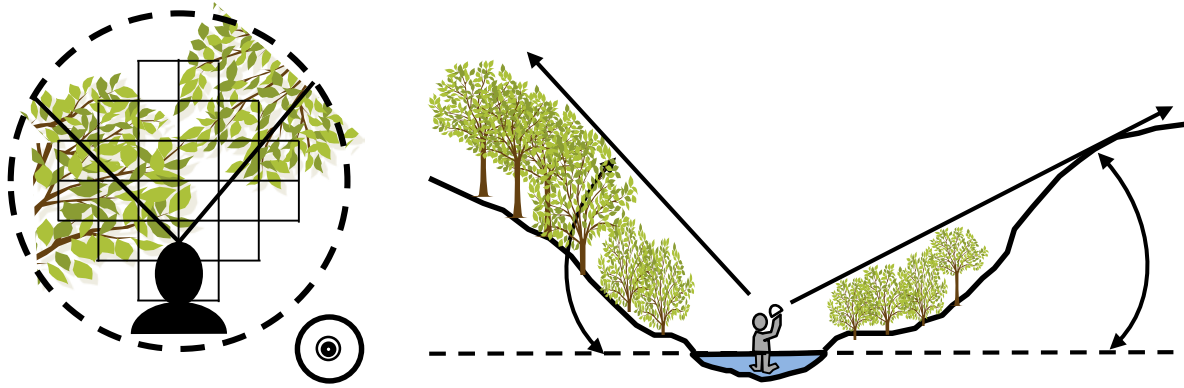


Abb. 3.3: Ermittlung der Himmelsbedeckung über einem Gewässer: Anwendung von Densiometer (links) und Klinometer (rechts), verändert nach Ice et al. (1999).

Moore et al. (2005) nennen als Vorteil von optischen Messgeräten, dass sie recht einfach für die Messung im Gelände eingesetzt werden können. Sie weisen aber auch auf die Anfälligkeit dieser Methoden für Anwenderfehler hin. Des Weiteren ist die Eignung der Himmelsbedeckung als Maß für die Fließgewässerbeschattung, insbesondere bei inhomogener Vegetationsbedeckung umstritten (Kong et al., 2016; Moore et al., 2005).

3.2.2.3 Light Detection and Ranging (LiDAR)

LiDAR-Sensoren messen den Abstand zwischen dem Sensor und einer Oberfläche, indem die Zeit ermittelt wird, die zwischen der Aussendung eines kurzen Laserimpulses und dem Eingang des reflektierten Signals vergeht (Lefsky et al., 2002). Sie können von Flugzeugen, Helikoptern oder Dronen getragen werden (Airborne Laserscan, ALS), oder am Boden auf Fahrzeugen oder stationär eingesetzt werden (terrestrischer Laserscan, TLS). Während klassische Fernerkundungsmethoden mit passiven Sensoren zweidimensionale Aufnahmen der Landschaft von limitierter Genauigkeit bereitstellen, ermöglicht LiDAR die präzise Vermessung der dreidimensionalen Verteilung von Pflanzenstrukturen in hoher räumlicher Auflösung in Form einer Punktwolke (Lefsky et al., 2002). Aus LiDAR-Signalen können neben einem digitalen Höhenmodell (DEM) auch Informationen über die Höhe der Vegetation, die prozentuale Vegetationsbedeckung und die Struktur der Vegetationsdecke extrahiert werden.

Daraus ergeben sich vielfältige Anwendungsgebiete in allen Wissenschaftsbereichen, die detaillierte Vegetationsinformationen verarbeiten (Hudak et al., 2009). LiDAR wurde zur Ermittlung der strahlungsabschirmenden Wirkung der Vegetation im urbanen Raum (z.B. Tooke et al., 2011; Wang et al., 2016) und an Gewässern eingesetzt. Eine aktuelle Studie nutzte die LiDAR-Technologie in Kombination mit einer Panoramakamera und Echolot auf einem unbemannten Boot zur Ermittlung der Morphologie eines kleinen Fließgewässers und seiner nahen Uferbereiche (Abb. 3.4), (Sardemann et al., 2018). Loicq et al. (2018) verwendeten LiDAR-Daten und die Methode von Li et al. (2012) zur Ermittlung der Beschattung der Loir im Rahmen von Wassertemperatursimulationen. Sie empfehlen die Anwendung der Methode von Li et al. (2012) bei Gewässern mit einer Breite von weniger als 10 m, während der Einsatz von LiDAR auf der größeren (regionalen) Raumskala zu bevorzugen sei. Es besteht weiterer Forschungsbedarf zur räumlich differenzierten Bestimmung der Kronendichte aus LiDAR-Daten (King County, 2005). Auch Wawrzyniak et al. (2017) stellten fest, dass im Winter erhobene LiDAR-Daten zu größeren Unsicherheiten bei der Parametrisierung der

Sommerkronendichte im Rahmen von Wassertemperatursimulationen führen können. Die Höhe der Ufervegetation kann dagegen auch mit im Winter erhobenen LiDAR-Daten hinreichend genau ermittelt werden (Wasser et al., 2013).

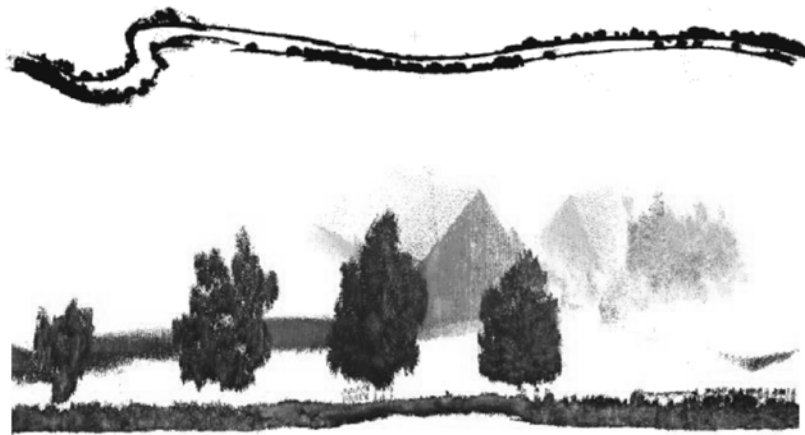


Abb. 3.4: LiDAR-Punktwolke der Freiburger Mulde. Oben: 1,5 km langer Gewässerabschnitt, unten: Details einer Uferseite mit Bäumen und Gebäuden im Hintergrund (verändert nach Sardemann et al., 2018).

Im Allgemeinen werden lokale Punktmessungen zur Ermittlung der Beschattung oder der Vegetationseigenschaften in der Regel bei Untersuchungen kleinerer Fließgewässer eingesetzt. LiDAR wird dagegen häufig in Verbindung mit GIS-Verfahren zur Ermittlung der Gewässerbeschattung im Rahmen großräumig angelegter Modellstudien verwendet.

Bei allen genannten Methoden zur Messung der Gewässerbeschattung oder der Vegetationscharakteristik handelt es sich um Momentaufnahmen. Sie erfassen nicht sich zeitlich ändernde Vegetationseigenschaften.

3.3 Die Fließgewässerbeschattung beeinflussende Faktoren und deren Abbildung in Beschattungsmodellen

Wie groß der beschattete Anteil der Fließgewässeroberfläche ist, hängt von den morphologischen Eigenschaften des Gewässers und der Ufervegetation sowie vom Sonnenstand ab. In den folgenden Abschnitten wird die Wirkung der Einflussfaktoren näher erläutert und dargelegt, wie sie bei der Berechnung der Fließgewässerbeschattung berücksichtigt werden.

3.3.1 Einfluss der Gewässereigenschaften auf die Beschattung

3.3.1.1 Gewässerbreite

Wie Abb. 3.5 verdeutlicht, kann die Oberfläche schmaler Fließgewässer mit kleineren Gehölzen nahezu vollständig beschattet werden, während breite Gewässer selbst mit großen Bäumen nur anteilig beschattet werden können. Das Beschattungspotential der Ufervegetation hängt also von dem Verhältnis der Vegetationshöhe zur Gewässerbreite ab (DeWalle, 2008).

Die Breite der Wasseroberfläche kann bei kleinen und mittleren Gewässern leicht im Gelände ermittelt werden. Es ist dabei zu beachten, dass die Wasserspiegelbreite in Abhängigkeit vom Wasserstand je nach Gewässerprofil mehr oder weniger stark variiert. Luftbilder können ebenfalls herangezogen werden. Ihre Eignung ist allerdings bei überhängender Vegetation sehr eingeschränkt (Handcock et al., 2012).

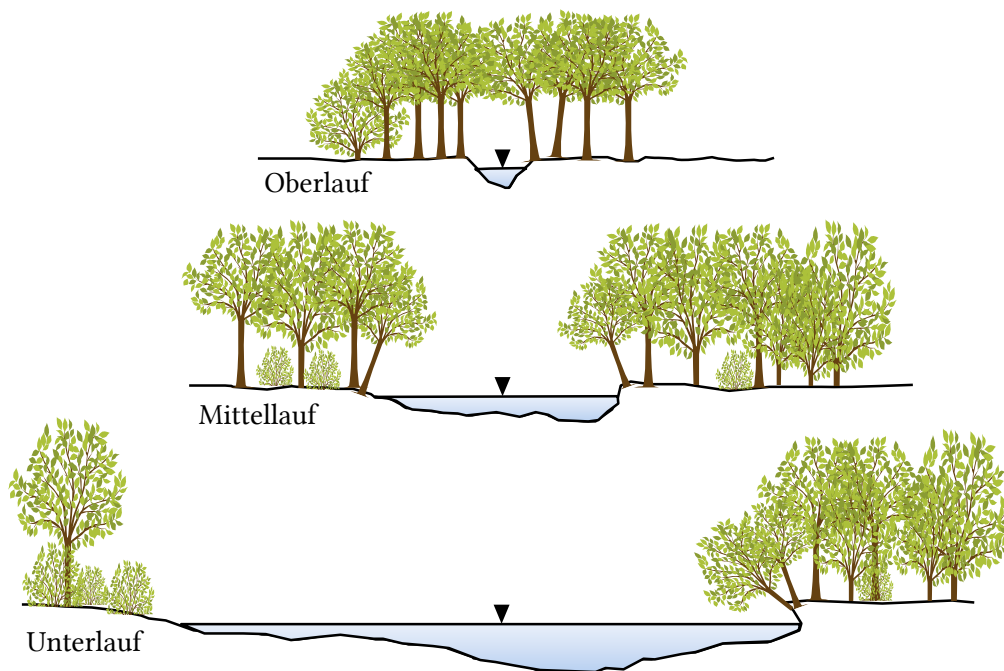


Abb. 3.5: Einfluss der Breite des Gewässers auf die Beschattung, verändert nach Patt et al. (2009).

3.3.1.2 Gewässerausrichtung

Die Ausrichtung der Gewässerlängsachse ist einer der einflussreichsten Parameter der Beschattung von Fließgewässern (Garner et al., 2017). Ein kleines Fließgewässer mit hoher beidseitiger Ufergehölzvegetation und Nord-Süd-Ausrichtung ist in den Morgen- und Abendstunden stärker beschattet als zur Mittagszeit. Beide Uferseiten beeinflussen die Beschattung gleichermaßen. Bei einem Ost-West ausgerichteten Gewässer hat das linke, also nach Süden ausgerichtete Ufer einen größeren Einfluss auf die Beschattung (Abb. 3.6). Wenn der Sonnenazimut der Gewässerausrichtung entspricht (also in den Morgen- und Abendstunden) ist die Beschattung am kleinsten (Li et al., 2012). Bei der Berechnung der Beschattung erfolgt in der Regel ein Vergleich des Winkels der Gewässerlängsachse mit dem Sonnenazimut.

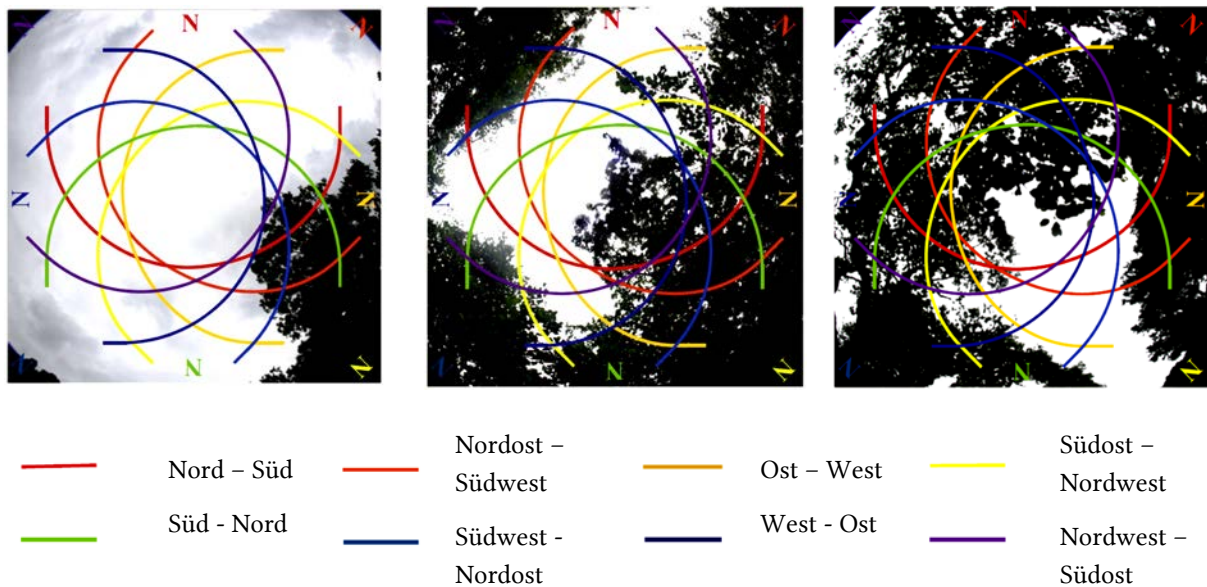


Abb. 3.6: Weg der Sonne in Abhängigkeit von der Gewässerausrichtung bei 10% (links), 40% (Mitte) und 70% (rechts) Kronendichte, verändert nach Garner et al.(2017).

3.3.1.3 Uferneigung und Topographie

Neben der Ufervegetation kann auch die Geländeform einfallende Solarstrahlung abschirmen. Die Beschattung durch Ufer und Topographie wird aber als nicht transmissiv angesehen.

In Beschattungsmodellen wird der Geländeeinfluss in der Regel über Topographie-Winkel erfasst (ATV und DVWK, 2001; Rutherford et al., 1997; Leistert und Weiler, 2011; Li et al., 2012). Im Flachland kann die Beschattung durch die Topographie oft vernachlässigt werden (Loicq et al., 2018). Leistert und Weiler (2011) ermittelten in einer Modellstudie die Geländebeschattung in Baden Württemberg. Demnach wurde die direkte Solarstrahlung durch die Topographie zwischen 2% im Oberrheintiefland und 14% im Schwarzwald reduziert.

3.3.2 Einfluss der Vegetation auf die Beschattung

“Improving the quality of riparian vegetation data should therefore be a priority to increase the accuracy of stream temperature modelling [...]”

Loicq et al., 2018

Die Vegetation stellt ein mehr oder weniger durchlässiges Hindernis für die Solarstrahlung auf dem Weg zur Wasseroberfläche dar. Dabei haben die Parameter Höhe, Kronendichte, Überhang und die Dichte der Gehölze entlang der Gewässerstrecke den größten Einfluss auf die Abschirmung der Strahlung (Li et al., 2012).

3.3.2.1 Höhe

Die Vegetationshöhe beeinflusst maßgeblich die Gewässerbeschattung (Li et al., 2012; DeWalle, 2008; Sridhar et al., 2004) und ist immer Bestandteil von Methoden zur Beschattungsberechnung. Analog zur Abbildung der Topographie wird auch die Vegetationshöhe häufig über den Höhenwinkel dargestellt (Rutherford et al., 1997; ATV und DVWK, 2001; Li et al., 2012).

3.3.2.2 Form/Morphologie

Die Ufervegetation zeichnet sich durch eine komplexe und ausgesprochen diverse Geometrie aus. Bei der Berechnung der Beschattung wird sie daher meist in stark generalisierter Form berücksichtigt (Li et al., 2012). Die Approximation erfolgt z.B. über rechteckige (DeWalle, 2008) oder dreieckige Flächen (Li et al., 2012) oder Zylinder (Quigley, 1981 zitiert in Li et al., 2012).

3.3.2.3 Überhang

Ufergehölze neigen sich häufig in Richtung des Gewässers, um von dem im Vergleich zum geschlossenen Bestand erhöhten Lichtangebot zu profitieren. Überhängende Vegetation ist besonders für den Strahlungshaushalt schmalere Fließgewässern bedeutend (Li et al., 2012).

Es gibt Berechnungsansätze, die von einem der Vegetationshöhe proportionalen Überhang ausgehen (z.B. Chen et al., 1998). Andere Methoden ermöglichen die Berücksichtigung eines benutzerdefinierten Gehölzüberhangs, indem die Höhe des maximalen Überhangs zur Beschattungsberechnung herangezogen wird (DeWalle, 2008; Li et al., 2012).

3.3.2.4 Kronendichte

Die Kronen der Ufergehölze sind nicht strahlungsundurchlässig. Zum einen kann Strahlung durch die Lücken zwischen Blättern bzw. Nadeln und Zweigen hindurch die Gewässeroberfläche erreichen. Zum anderen absorbieren die Blätter nicht das komplette Wellenlängenspektrum des Lichts (Yang et al., 1993).

Die Kronendichte von Laubgehölzen variiert in Abhängigkeit von der Art, der Jahreszeit, der Klimazone und der Standortbedingungen, des Alters und der Größe (Heisler, 1986, Youngberg, 1983, Wagar und Heisler, 1986).

In manchen Beschattungsmodellen wird die Kronendichte mit 100% angenommen (z.B. DeWalle, 2008), in anderen kann sie vom Anwender vorgegeben werden (z.B. Li et al., 2012).

3.3.2.5 Gehölzdichte

Lücken zwischen Gehölzen, z.B. bei schmalen Vegetationsstreifen, können zu lokal erhöhtem Strahlungseinsatz führen. Vegetationslücken können mit Angaben zur Gehölzdichte erfasst werden. In dicht bewaldeten Uferbereichen ist die Gehölzdichte weitestgehend homogen. Im Bereich anderer Landnutzungen kann sie z.T. sehr variabel sein. Inwieweit eine Inhomogenität der Ufervegetation in Modellen berücksichtigt werden kann, hängt vor allem von der Möglichkeit der räumlichen Diskretisierung ab.

3.3.3 Einfluss des Sonnenstands auf die Beschattung

Ufergehölze und andere Objekte werfen bei niedrigem Sonnenstand längere Schatten als bei hohem (z.B. Li et al., 2012).

Der Sonnenstand ist von der geographischen Breite, dem Tag des Jahres und der Uhrzeit abhängig. Er kann mit dem Höhenwinkel und dem Azimut beschrieben werden (Abb. 3.7).

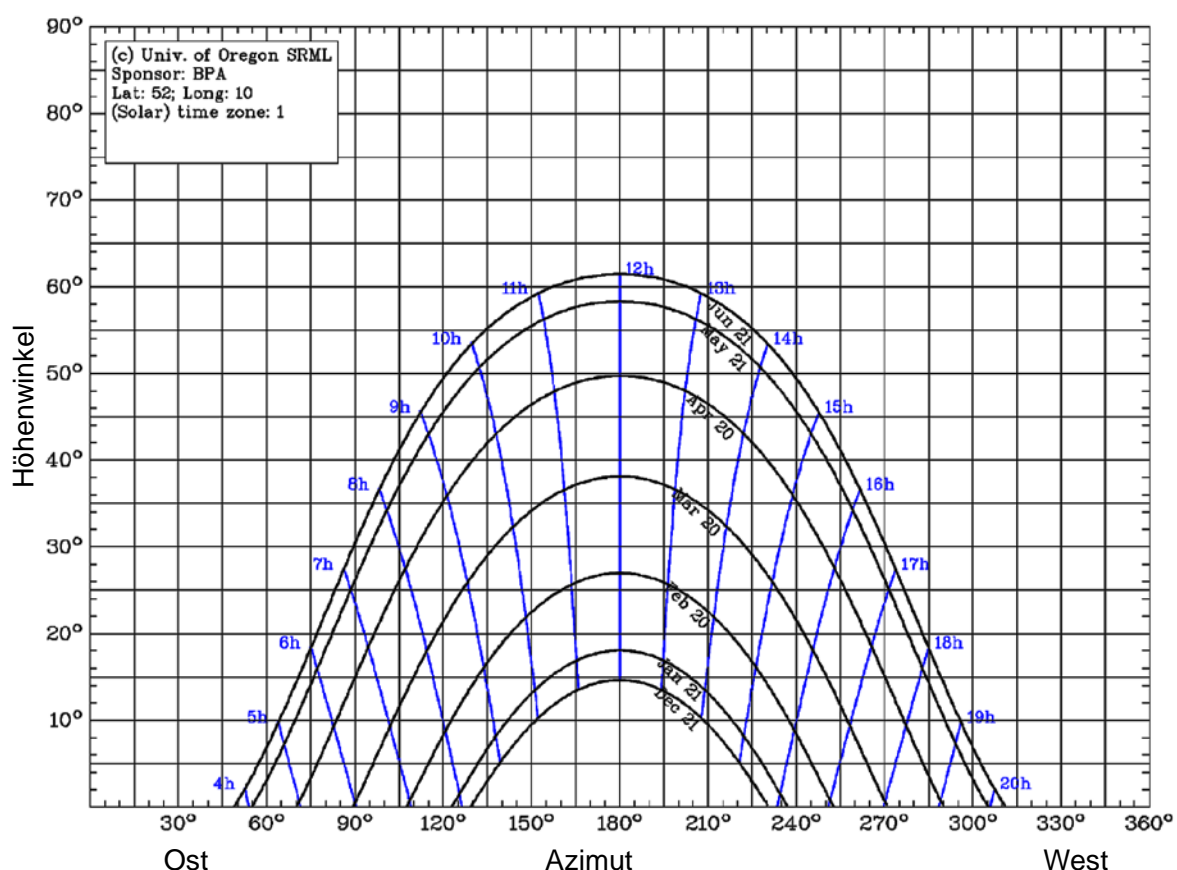


Abb. 3.7: Täglicher Sonnenstand für einen Breitengrad von 52° und einen Längengrad von 10° in der Zeitzone UTC + 1 (University of Oregon, Solar Radiation Monitoring Laboratory, 2007).

3.3.4 Berechnungsmodelle

Es wurden mehrere unterschiedliche Ansätze zur Simulation der Gewässerbeschattung in der wissenschaftlichen Literatur vorgestellt. In der Regel ist allen Ansätzen die Berechnung des Sonnenstands (Azimuth und Höhenwinkel) in Abhängigkeit von der geographischen Lage, Datum und Uhrzeit gemeinsam. Eine Gruppe von Modellen projiziert den Horizont (bestimmt durch Vegetation oder Topographie) auf die Gewässeroberfläche und ermittelt den beschatteten Anteil. Die andere Gruppe prüft, ob ein Punkt im Gewässer beschattet ist, indem der Winkel des Horizonts mit dem Höhenwinkel der Sonne verglichen wird (Moore et al., 2014). Zur ersten Gruppe gehören z.B. die Modelle SHADE2 (Li et al., 2012) und STRTEMP (Sridhar et al., 2004). Als Vertreter der zweiten Gruppe sind STREAMLINE (Rutherford et al., 1997), SHADE (Chen et al., 1998) und das Shaded-Stream Model von DeWalle (2008) zu nennen. Unterschiede in der Modelltheorie bestehen darüberhinaus in der Berücksichtigung der Transmissivität der Ufergehölze und überhängender Vegetation. Eine weitere Differenzierung kann anhand der betrachteten Raumskala erfolgen. Die Modelle SHADE2, Shaded-Stream Model und STREAMLINE wurden für einzelne Gewässerabschnitte entwickelt. Sie verwenden punktuelle Beobachtungsdaten aus Geländebegehungen zur Parametrisierung und Validierung. Studien auf größerer Raumskala nutzen vermehrt Geoinformationssysteme zur Beschattungsberechnung (z.B. STRTEMP, SHADE). In neueren Studien wird unter Verwendung von räumlich hoch aufgelösten Fernerkundungsdaten ein digitales Oberflächenmodell der Vegetationsdecke erstellt. Mit diversen GIS-Werkzeugen („Sun-Earth-Tools“) können jahres- und tageszeitabhängig der Sonnenstand und der Schattenwurf berechnet werden (z.B. ArcScene bei ArcGIS) (Wawrzyniak et al., 2017; Leistert und Weiler, 2011; Loicq et al., 2018; Sridhar et al., 2004).

Weiterhin existieren vereinfachte Verfahren zur Ermittlung der Gewässerbeschattung, die zum Teil in Wasserqualitätsmodellen implementiert sind und deren genaue Berechnungsprozedur nicht veröffentlicht wurde (Li et al., 2012). Dazu gehört z.B. die Beschattungsmodule des Stream Network/(Segment) Temperature Model (SNTMP/SSTMP), (Bartholow, 1991; Theurer et al., 1984) und von TEMP-84 (Sullivan et al., 1990). Andere Wasserqualitätsmodelle ermöglichen die Berücksichtigung der Beschattung über einen Parameter, der extern ermittelt werden muss (vergl. 2.3.3). Das ATV-Gewässergütemodell verfügt dagegen über einen detaillierten Ansatz zur (optionalen) Berücksichtigung der Gewässerbeschattung, der den oben genannten Beschattungsmodellen ähnelt (ATV und DVWK, 2001). Der Anwender kann die Vegetationsparameter für typische mitteleuropäische Ufervegetationsformen aus einem Menü wählen oder anpassen.

Sridhar et al. (2004), DeWalle (2008) und Moore et al. (2014) formulierten Sichtwinkel-Theorien zur zusätzlichen Berücksichtigung der Abschirmung von diffuser kurzweiliger und langweiliger Strahlung durch die Ufergehölze. Dabei wurde aber die stark vereinfachende Annahme getroffen, dass die Ufervegetation strahlungsundurchlässig ist. Das führt insbesondere bei schmaleren Vegetationsstreifen, geringer Gehölzdichte und Laubgehölzen im Winter zu Fehlern. Zudem gehen die Ansätze von unendlich langen, geraden Gerinnen mit longitudinal gleichförmigen Eigenschaften aus. Dadurch sind sie eher für die Anwendung in dichten Nadelwäldern als im landwirtschaftlich erschlossenen Flachland geeignet. Ein alternativer Ansatz geht davon aus, dass die Abschirmung der diffusen Strahlungskomponente gleichgesetzt werden kann mit der Abschirmung der direkten Solarstrahlung (z.B. ATV und DVWK, 2001 und einer von drei Ansätzen in Loicq et al., 2018).

3.4 Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität der Beschattung bei der Wassertemperaturmodellierung

Bereits 1969 propagierte George W. Brown die Berücksichtigung der Beschattung bei Wassertemperatursimulation. In der Folge wurden viele Wassertemperaturmodelle mit Beschattungsmodul zur Anwendung im nordwestlichen Pazifikraum Nordamerikas entwickelt (Sridhar et al., 2004; DeWalle, 2008; Moore et al., 2014). Ihr primärer Anwendungszweck war es, die Folgen der Entwaldung für das Temperaturregime der Fließgewässer zu beurteilen und forstwirtschaftliche Managementmaßnahmen abzuleiten. Die gewässernahen Gehölze sind in dieser Region in der Regel immergrün, sodass die Modelle keine zeitliche Variation der Beschattung berücksichtigen. Modellanwendungen in Regionen mit laubabwerfenden Ufergehölzen beschränken sich häufig auf die Simulation von kurzen Zeiträumen, meist im Sommer (z.B. Wawrzyniak et al., 2017; Trimmel et al., 2018; Carlson et al., 2017). Dennoch wurden vereinzelt Ansätze zur Berücksichtigung der jahreszeitlichen Variabilität der Gewässerbeschattung publiziert, die im Folgenden vorgestellt werden.

Sinokrot und Stefan (1993) formulierten ein Wärmebilanzmodell für Fließgewässer im Mittleren Westen der USA. Sie gingen davon aus, dass in der Region um Minneapolis, Minnesota, die Blattentfaltung der Ufergehölze in der dritten Aprilwoche beginnt und nach drei Wochen abgeschlossen ist. Weiterhin nahmen sie an, dass der herbstliche Blattfall in der dritten Septemberwoche beginnt und nach drei Wochen abgeschlossen ist.

Hutchins et al. (2010) simulierten den Einfluss von Ufergehölzen auf die Entwicklung von Phytoplankton im Einzugsgebiet der Ouse im Nordosten Englands. Sie definierten den Zeitraum der vollständigen Belaubung der Ufergehölze zwischen 1. Mai und 30. November jeden Jahres und nahmen an, dass die Blattentfaltung und der Blattfall jeweils 40 Tage dauerten.

Im Beschattungsmodul des ATV-Gewässergütemodells (ATV und DVWK, 2001) wird der Belaubungszustand von Grauerlen und Schwarzerlen bei süddeutschen Klimaverhältnissen zur Ableitung der Vegetationsperiode herangezogen. Demnach sollen die Blattentfaltung und der Blattfall am 16. April bzw. 16. Oktober beginnen und jeweils einen Monat dauern. Es wird darauf hingewiesen, dass die Angaben für andere Regionen anzupassen sind.

Loicq et al. (2018) verglichen verschiedene Ansätze zur Beschattungsberechnung im Zuge von Temperatursimulationen an der Loir in Frankreich. Sie zogen terrestrische NDVI-Beobachtungen eines Eichenwaldes der Jahre 2008–2012 heran und trafen die Annahme, dass die mittlere Vegetationsperiode der Ufervegetation 15 Tage früher beginnt und 15 Tage später endet als die der Eichen.

Die im Rahmen der Fließgewässertemperatursimulation beschriebenen Ansätze zur Berücksichtigung der jahreszeitlichen Variabilität der Gewässerbeschattung gehen meist davon aus, dass Blattentfaltung und Blattfall gleich lang andauern. Zudem wird eine interannuelle Variation der Vegetationsphase nicht berücksichtigt. Es werden in der Regel keine Literaturquellen oder andere wissenschaftlichen Grundlagen für den angenommenen Eintritt und die Dauer der Blattentfaltung und des Blattfalls angegeben.

4 Phänologie: Beobachtung und Simulation

4.1 Grundlagen

4.1.1 Definition der Phänologie

Die Phänologie wird allgemein unterschieden in Tier- und Pflanzenphänologie. Die Bezeichnung „Phänologie“ leitet sich aus den griechischen Worten „phainesthai“ (erscheinen) und „logos“ (Lehre/Wissenschaft) ab und bezeichnet im Sinne der Pflanzenphänologie die Wissenschaft von den Wachstumserscheinungen und Entwicklungsvorgängen der Pflanzen (Schnelle, 1955; Lieth, 1974; Barr et al., 2009).

In dieser Arbeit wird der Begriff „Phänologie“ vereinfachend für die Pflanzenphänologie verwendet.

4.1.2 Definition der Vegetationsperiode

Die Definition der Vegetationsperiode ist abhängig vom Interessengebiet und wurde bisher nicht allgemeingültig festgelegt (Schwartz et al., 2006). Für agrarwissenschaftliche Studien bestimmen phänologische Phasen landwirtschaftlicher Kulturpflanzen und das Auftreten von Frost den Beginn und das Ende der Feldarbeiten und werden als Referenz für die Vegetationsperiode herangezogen (Schnelle, 1955; Kukal und Irmak, 2018). Klimawissenschaftlich motivierten Untersuchungen grenzen die Vegetationsperiode in der Regel anhand von Wildpflanzen ab. In der gemäßigten Klimazone wird häufig der Zeitraum zwischen der Blättentfaltung und der Blattverfärbung von Laubbäumen als Vegetationsperiode bezeichnet (Chmielewski und Rötzer, 2001; Menzel und Fabian, 1999; Jolly et al., 2005). Seit neben der artspezifischen Vor-Ort-Beobachtung auch Ökosystem-integrierende Beobachtungsmethoden (z.B. satellitenbasierte Fernerkundung) an Bedeutung gewinnen (vergl. Abschnitt 4.2), wird die Vegetationsperiode auch artübergreifend als photosynthetisch aktive Phase der Pflanzen definiert und über die Farbe („greenness“) der Erdoberfläche oder die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre ermittelt (Cleland et al., 2007; Morisette et al., 2008; Barr et al., 2009).

In dieser Arbeit wird der Begriff der Vegetationsperiode (Synonym für Vegetationszeit) entsprechend der Definition des DWD (Kaspar et al., 2014) als der Zeitraum zwischen dem Beginn der Blüte der Forsythie (*Forsythia suspensa*) und dem Blattfall der Stieleiche (*Quercus robur*) abgegrenzt. Die Periode außerhalb dieser Zeit ist die Vegetationsruhe.

Diese Abgrenzung geht zurück auf das Konzept der phänologischen Jahreszeiten, das bereits von Schnelle (1955) für Deutschland systematisiert wurde und noch heute bei der Auswertung phänologischer Vor-Ort-Beobachtungen im DWD angewendet wird (Kaspar et al., 2014). Die Visualisierung der phänologischen Jahreszeiten kann mit Hilfe der „phänologischen Uhr“ erfolgen,

die die zeitliche Abfolge der beobachteten phänologischen Leitphasen eines Jahres im Vergleich zum langjährigen Mittel einer Referenzperiode darstellt (Abb. 4.1).

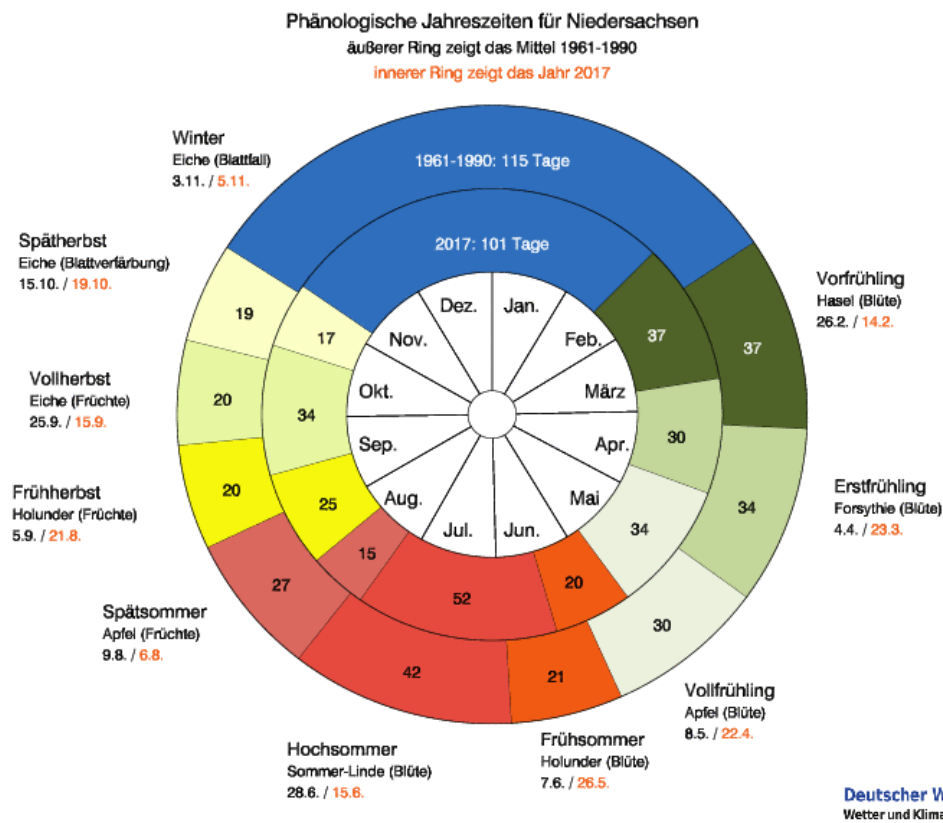


Abb. 4.1: Phänologische Uhr für Niedersachsen 2017: Phänologische Jahreszeiten und zugehörige Leitphase. Zahlenwerte geben die Dauer der Jahreszeit in Tagen an (äußerer Ring: Mittel im Referenzzeitraum 1961-1990, innerer Ring: 2017), (DWD, 2018).

4.1.3 Physiologischer Hintergrund der jahreszeitlichen Vegetationsdynamik

Pflanzen, insbesondere Laubbäume haben sich im Zuge der Evolution durch die Entwicklung einer photosynthetisch aktiven Phase und einer Ruhephase an die klimatischen Bedingungen der gemäßigten Breiten angepasst. So wird während der Vegetationsperiode die Photosyntheseleistung maximiert und das Risiko von Frostschäden am Gewebe minimiert (Lechowicz, 1984; Azad, 2012; Polgar und Primack, 2011). Nachdem die Frostgefahr im Frühjahr gesunken ist, öffnen sich zunächst die Blatt- und später die Blütenknospen. Mit der Entfaltung der Blätter wird die photosynthetisch aktive Periode eingeleitet. Die Entwicklung der Blüte und später der Früchte ermöglicht die Reproduktion (Seyfert, 2007). Vor dem herbstlichen Blattfall (Abszission) werden nutzbare Blattinhaltsstoffe in die überdauernden Gewebe transportiert. Der damit einhergehende Abbau des grünen Blattfarbstoffs Chlorophyll ist die Ursache der Blattverfärbung (Koike, 1990). Der Eintritt und die Abfolge der entsprechenden Entwicklungsphasen werden von der begünstigenden und hemmenden Wirkung bestimmter Substanzen und Hormone in Abhängigkeit von äußeren Bedingungen gesteuert. Eine entscheidende Bedeutung wird den Phytohormonen Ethen, Auxin, Cytokinen, Gibberellinen und Abszissinsäure (ABA) zugeschrieben. Für eine ausführliche Betrachtung der komplexen biochemischen Prozesse sei auf Arora et al. (2003) und Iqbal et al. (2017)

verwiesen. Die Umweltfaktoren, die die phänologische Entwicklung von Pflanzen beeinflussen können sind vielfältig (Abb. 4.2). Neben den wohl bedeutsamsten atmosphärischen Einflüssen entscheiden auch der genetische Code und das Alter einer Pflanze über die jahreszeitliche Entwicklung. Auch durch Schädlingsbefall oder Konkurrenz sowie Wassergehalt und Temperatur des Bodens kann der Eintritt bestimmter Phänophasen beeinflusst werden. Obwohl die intrazellularen Mechanismen der Blattentfaltung bisher nicht zufriedenstellend erforscht werden konnten, sind sich wissenschaftliche Studien einig, dass die Lufttemperatur der wesentliche steuernde Umweltfaktor für den Beginn der Vegetationsperiode darstellt (Linkosalo et al., 2006). Es wird davon ausgegangen, dass die Pflanze nach der Erfüllung eines spezifischen „Kältebedürfnisses“ von der endogenen Dormanz (engl. *winter dormacy*) in die exogene Dormanz (engl. *quiescence*) übergeht, in der sie auf erhöhte Lufttemperaturen reagieren kann (Richardson et al., 2006). Im Gegensatz dazu konnten die steuernden Umweltfaktoren der herbstlichen Blattverfärbung nicht übereinstimmend identifiziert werden, obwohl die zugrundeliegenden physiologischen Prozesse gut erklärt sind. Hier scheint die Tageslänge (Photoperiode) neben der Lufttemperatur (Thermoperiode) eine entscheidende Rolle zu spielen (Estrella und Menzel, 2006; Fu et al., 2017; Estiarte und Peñuelas, 2014). In den Tropen und Subtropen wird die Phänologie dagegen eher von der Saisonalität der Niederschläge oder der Photoperiode gesteuert. Der Einfluss der meteorologischen Randbedingungen auf den Beginn und das Ende der Vegetationsperiode der gemäßigten Breiten wird im Abschnitt 4.3 ausführlicher diskutiert.

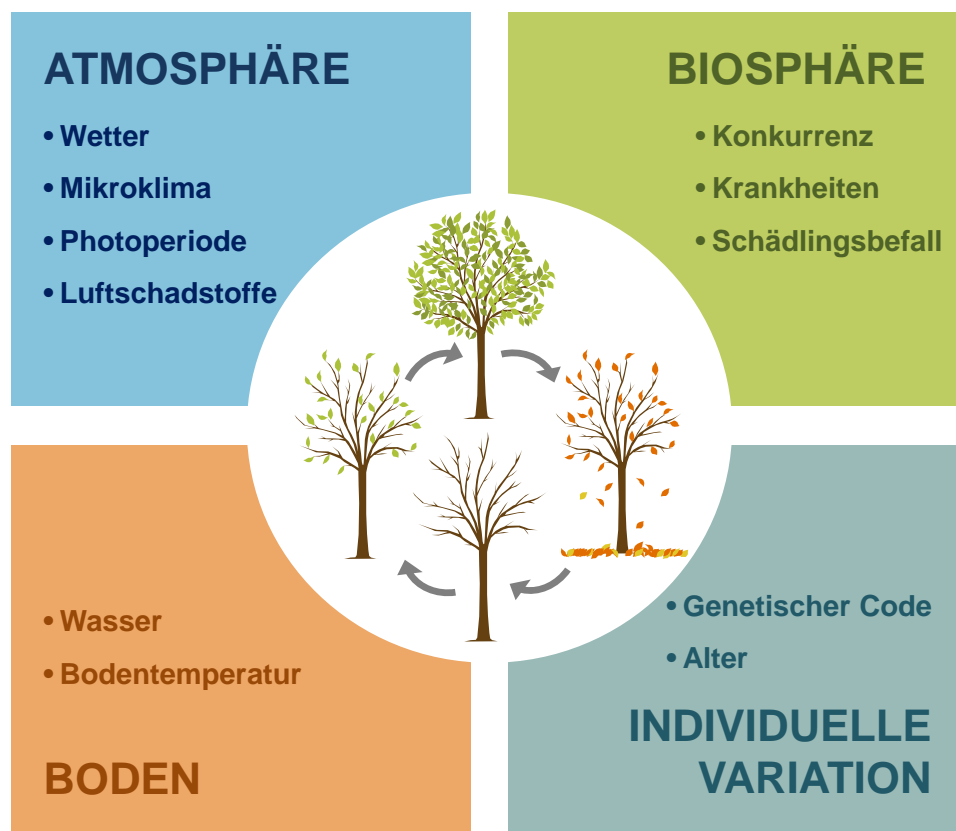


Abb. 4.2: Einflussfaktoren in der Pflanzenphänologie, verändert nach Menzel (2007).

4.2 Phänologische Beobachtungen

In Vergangenheit und auch heute erfolgt die Beobachtung von wiederkehrenden Entwicklungsstadien der Pflanzen klassischerweise durch die Aufnahme des Eintrittsdatums an Einzelpflanzen bei der Begehung eines räumlich eingegrenzten Beobachtungsgebietes (Cleland et al., 2007). Diese Methode wird im Folgenden als phänologische Vor-Ort-Beobachtung bezeichnet (Abschnitt 4.2.1). Seit den 1990er Jahren werden auch Methoden der satellitenbasierten Fernerkundung oder automatisierte digitale Zeitrasterfotografie für phänologisches Monitoring eingesetzt (Polgar und Primack, 2011; Reed et al., 2009; Xie et al., 2018) (Abschnitt 4.2.2).

4.2.1 Phänologische Vor-Ort-Beobachtung

4.2.1.1 Datenerhebung

Phänologische Vor-Ort-Beobachtungen werden heute in der Regel von Ehrenamtlichen im Rahmen der im Abschnitt 4.2.1.3 beschriebenen Beobachtungsnetze vorgenommen. Die Beobachter dokumentieren den Eintritt wiederkehrender pflanzlicher Entwicklungsstadien einzelner Arten in einem abgegrenzten Gebiet. Um eine sachlich richtige und vergleichbare Datenerhebung zu gewährleisten, geben die koordinierenden Institutionen der Beobachtungsnetze Standards vor, die den Beobachtern in Form von Anleitungen an die Hand gegeben werden. So empfehlen die „Vorschriften und Betriebsunterlagen für die phänologischen Beobachter des Deutschen Wetterdienstes“ (DWD, 2015) die Begehung eines Gebietes mit einem Radius von 1,5 - 5 km mit mindestens zwei bis drei Beobachtungsgängen pro Woche. Neben der genauen Beschreibung der Entwicklungsstadien und Arten werden auch Vorgaben zur Auswahl geeigneter Beobachtungsobjekte und zur Dokumentation der Beobachtungen gegeben.

4.2.1.2 Unsicherheit phänologischer Vor-Ort-Beobachtungen

Bei phänologischen Beobachtungen handelt es sich um subjektive Einschätzungen, die stark von der Erfahrung des Beobachters abhängen (Schnelle, 1955; Schaber, 2005). Typische Beobachtungsfehler sind beispielsweise eine nicht repräsentative Wahl des Standorts oder des Beobachtungsobjektes sowie eine ungenaue Erfassung des Entwicklungsstadiums. Frühjahrsphasen sind im Allgemeinen leichter zu beobachten als Herbstphasen (Menzel und Fabian, 1999; Fu et al., 2017). Solche Beobachtungsfehler sollen durch ausführliche, bebilderte Anleitungen mit genau definierten phänologischen Phasen vermieden werden. Darüber hinaus können Protokollierungsfehler zur Unsicherheit phänologischer Daten beitragen (Schaber, 2005).

Beim DWD werden die Beobachtungsdaten einer automatisierten Qualitätskontrolle unterzogen. Dabei werden die Daten in Hinblick auf den Wertebereich, die Reihenfolge und den zeitlichen Abstand der dokumentierten Phasen plausibilisiert. Darüber hinaus erfolgt ein statistischer Abgleich mit benachbarten Beobachtungsgebieten (Polte-Rudolf und Zimmermann, 2013; Kaspar et al., 2014).

Eine weitere Reduzierung verbleibender Unsicherheiten in phänologischen Vor-Ort-Beobachtungen kann durch die Verwendung phänologischer Mittelwerte (Gebietsmittel, Phasenmittel) erreicht werden und wurde bereits von Schnelle (1955) empfohlen.

4.2.1.3 Entwicklung phänologischer Beobachtungsnetze in Deutschland und Europa

Die ersten dokumentierten phänologischen Vor-Ort-Beobachtungen gehen auf den Aristoteles-Schüler Theophrastus (ca. 371 bis 287 v. Chr.) zurück, der einen phänologischen Kalender für Athen erstellte (Stillingfleet, 1762 zitiert in Sparks et al., 2009). In Japan fanden im 8. Jahrhundert n. Chr. Aufzeichnungen der Kirschblüte statt, die noch heute für phänologische Studien genutzt werden (Aono und Kazui, 2007). Das erste phänologische Beobachtungsnetz wurde vom Botaniker Carl von Linné in Schweden 1750 – 1752 eingerichtet (Schnelle, 1955). Er formulierte damals das noch heute gültige Hauptziel der Phänologie und benannte die wesentlichen Entwicklungsstufen der Pflanzen:

„Die Pflanzenkalender sind jährlich in jeder Provinz nach der Blattentfaltung, dem Aufblühen, der Fruchtreife und dem Blattfall unter gleichzeitiger Beobachtung des Klimas zusammenzustellen, sodass sich daraus die Verschiedenheit der Gegenden unter sich ergibt.“¹

Diesem Vorbild folgend entstand 1780 durch die Initiative der Societas Meteorologica Palatina zu Mannheim das erste internationale phänologische Beobachtungsnetz mit Stationen in Mannheim, Peißenberg, Tegernsee, Prag und Regensburg (Schnelle, 1955). Die Beobachtungen wurden von 1781 bis 1792 dokumentiert (Bruns, 2007). Erste systematische Auswertungen von phänologischen Beobachtungen in Europa wurden aber erst etwa 100 Jahre später in Form von phänologischen Karten von den Gießener Botanikern Hermann Hoffmann („Vergleichende phänologische Karte von Mitteleuropa“²) und Egon Ihne („Phänologische Karte des Frühlingseinzugs in Mitteleuropa“³) veröffentlicht. Damit stieg das wissenschaftliche Interesse, insbesondere der Landwirtschaft und der Meteorologie, an der Phänologie. In der Folge wurden phänologische Beobachtungsdienste in Bayern (1912-1923) und später deutschlandweit als Phänologischer Reichsdienst (1922-1944) unter dem Reichsamt für Wetterdienst eingerichtet. Nach dem zweiten Weltkrieg entstand in Westdeutschland der Phänologische Dienst im Rahmen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (Schnelle, 1955; Bruns, 2007). Der stetige Ausbau des westdeutschen phänologischen Beobachtungsnetzes geht auf den Agrarmeteorologen Dr. Fritz Schnelle zurück, der Leiter der Agrarmeteorologie im DWD war. Auch in Ostdeutschland wurde von dem Meteorologischen Dienst der DDR ein vergleichbares phänologisches Beobachtungsnetz unter Dr. Franz Seyfert betrieben (Seyfert, 2007). Im Jahr 1990 wurden die beiden deutschen Netze zusammengelegt und bildeten die Grundlage für das heutige phänologische Beobachtungsnetz des DWD (Bruns, 2007). Es umfasste im Jahr 2017 1128 aktive Beobachtungsstellen (DWD, 2017) (Abb. 4.3) und dokumentiert insgesamt 160 phänologische Phasen von 30 Wildpflanzen, neun landwirtschaftlichen Kulturen und sechs Obstarten (Bruns, 2007; Kaspar et al., 2014).

Auch in anderen europäischen Ländern (Österreich, Polen, Tschechoslowakei) und der früheren UDSSR wurden seit den 1920er Jahren phänologische Beobachtungsprogramme etabliert (Sparks et al., 2009; Bruns, 2007; Schnelle, 1955). Mit der Gründung der Internationalen Phänologischen Gärten 1957 durch Fritz Schnelle und Ernst Volkert entstand die erste Institution zur Erhebung von vergleichbaren phänologischen Daten für ganz Europa. Im Jahr 2010 erstreckte sich das Netz mit 89 Stationen über 18 Länder in Europa. Die nördlichste Station liegt in Finnland (Utsjoki), die südlichste

¹ Linné (1809) zitiert in Schnelle (1955).

² Hoffmann (1881) zitiert in Schnelle (1955)

³ Ihne (1905) zitiert in Schnelle (1955)

in Portugal (Evora). Alle Gärten beinhalten genetisch identische Pflanzen (HU Berlin, 2010). Die Entwicklung von phänologischen Beobachtungsnetzen im 20. Jahrhundert ist vor allem auf das Interesse der Agrarmeteorologie zurückzuführen. Seit den 1990er Jahren hat das wissenschaftliche Interesse an der Phänologie aufgrund ihrer Relevanz für das Klimamonitoring stark zugenommen (Menzel und Fabian, 1999; Cleland et al., 2007). In der Folge wurden in Europa historische Beobachtungsnetze wiederbelebt, bestehende ausgebaut und die europäische Zusammenarbeit phänologischer Institutionen intensiviert (Bruns, 2007). Als ein Beispiel sei die COST-Aktion 725 genannt, die zum Aufbau der Paneuropäischen Phänologischen Datenbank (PEP725) führte (Sparks et al., 2009). PEP725 soll europaweit erhobene phänologische Daten für Bildung und Forschung gebündelt frei zugänglich zu machen (Kaspar et al., 2014; Templ et al., 2018). Die Datenbank wird von der österreichischen Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) betrieben und finanziell unterstützt vom Netzwerk europäischer Wetterdienste (EUMETNET). Auch international erfährt die Phänologie einen Aufschwung. So wurden 1996 neue Beobachtungsnetze in Kanada und 2005 in den USA etabliert. Nach dem Vorbild der Internationalen Phänologischen Gärten in Europa wurde 1995 das Globale Phänologische Monitoring Netzwerk (GPM) als Initiative der 'Phenology Study Group' der Internationalen Gesellschaft für Biometeorologie gegründet (Bruns, 2007). Darüber hinaus sollen weltweit erhobene phänologische Beobachtungen durch die Einführung einer international einheitlichen Phasendefinition, dem BBCH-Code (definiert von und benannt nach der Biologischen Bundesanstalt, dem Bundessortenamt und der Chemischen Industrie), vergleichbarer werden (Bruns, 2007).

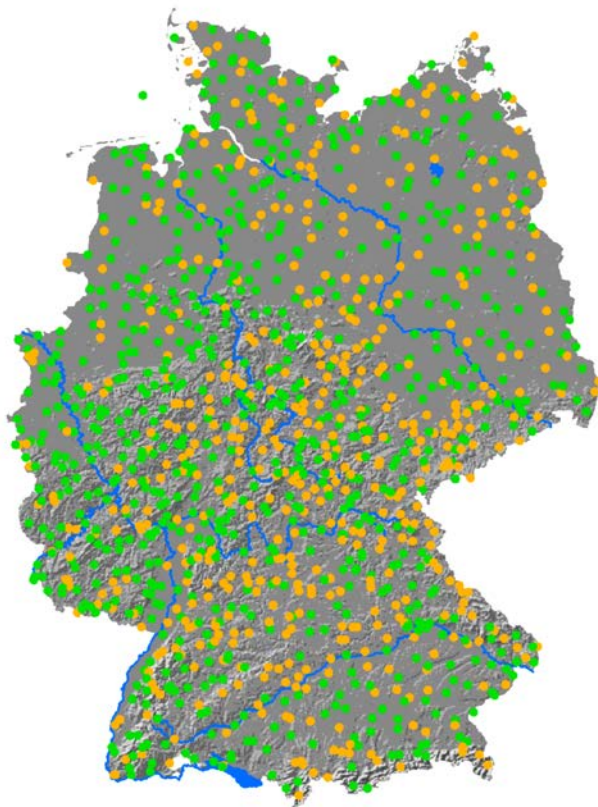


Abb. 4.3: Phänologische Beobachtungsstationen des DWD in Deutschland. Grün: Es liegen Zeitreihen von mindestens einem Jahr vor. Orange: Es liegen Zeitreihen von 50 Jahren oder mehr vor (Kaspar et al., 2014).

4.2.2 Satellitenbasierte Fernerkundung und digitale Zeitrafferfotografie in der Phänologie

Bei der satellitenbasierten phänologischen Fernerkundung werden Daten von Sensoren an Satelliten verwendet, um Veränderungen in der Farbe der Vegetation zu berechnen, die dann mit dem Blattaustrieb oder dem Blattfall korreliert werden können. Dadurch wird ein Monitoring auf einer größeren Raumskala, z.B. eines Ökosystems oder einer Region, erreicht als bei Vor-Ort-Beobachtungen. Satellitenbilder geben Informationen über die Entwicklungen am obersten Vegetationsstockwerk. Sie sind nicht geeignet, um Einzelpflanzen oder ausgewählte Arten zu beobachten (Polgar und Primack, 2011). Die saisonale Variation in Fernerkundungsdaten der Vegetationsdecke wird auch als Phänologie der Erdoberfläche (engl. land surface phenology (LSP)) bezeichnet (Reed et al., 2009).

Für phänologische Studien wurde bereits eine Vielzahl von Satellitensensoren eingesetzt (Tab. 4.1). Landsat-Datensätze reichen zurück bis in die 70er Jahre und zeichnen sich durch eine hohe räumliche Auflösung aus. Ein Gebiet wird alle 16 bis 18 Tage beobachtet. Diese zeitliche Auflösung ist nur bedingt zur Beobachtung der innerhalb weniger Tage stattfindenden phänologischen Entwicklungen geeignet. Die neueren Satelliten SPOT, Terra, Aqua und Envisat liefern über die MODIS- (moderate-resolution imaging spectroradiometer) und MERIS-Sensoren (medium-spectral resolution imaging spectrometer) Datensätze für phänologische Untersuchungen in Intervallen von 1-3 Tagen. Es werden Pixel mit einer Kantenlänge vom 250 bis 1000 m erzeugt (Reed et al., 2009).

Tab. 4.1: Für phänologische Studien eingesetzte Satellitensensoren (Reed et al., 2009)

Satellit	Sensor	Zeitraum	Räumliche Auflösung [m]	Zeitliche Auflösung
Landsat	MSS	1973-1985	79	18 Tage
Landsat	TM	1984-heute	30	16 Tage
Landsat	ETM+	1999-heute	30	16 Tage
SPOT	Vegetation	1999-heute	1000	1-2 Tage
NOAA	AVHRR	1982-heute	8000	2 mal pro Monat
NOAA	AVHRR	1989-heute	1000	14 Tage
Terra	MODIS	2000-heute	250/500/1000	1-2 Tage
Aqua	MODIS	2002-heute	250/500/1000	1-2 Tage
Envisat	MERIS	2002-heute	300	1-3 Tage

Satellitendatensätze werden in der Regel einer anwendungsorientierten Aufbereitungsprozedur unterzogen, um deren Aussagekraft in Hinblick auf die interessierenden Oberflächeneigenschaften zu erhöhen. Vegetationsindizes umfassen eine Gruppe dieser Prozeduren und nutzen die Reflexions- und Absorptionseigenschaften der Vegetation im roten und nahen Infrarot-Wellenlängenbereich. Sie dienen zur Reduktion störender atmosphärischer und Hintergrundeffekte. Der wohl bekannteste Vegetationsindex ist der „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI) (Testa et al., 2018). Daneben sind der „Soil Adjusted Vegetation Index“ (SAVI) und der „Soil And Atmospherically Resistant Vegetation Index“ (SARVI) sowie der „Enhanced Vegetation Index“ (EVI) zu erwähnen (Reed et al., 2009).

Unsicherheiten phänologischer Satellitenbilder resultieren aus unterschiedlichen Aufnahmewinkeln, atmosphärischen Störfaktoren, Wolken und Schatten und der eingeschränkten zeitlichen oder räumlichen Auflösung (Richardson et al., 2018; Fisher und Mustard, 2007; Pouliot et al., 2011). Die Validierung phänologischer Fernerkundungsdaten an Vor-Ort-Beobachtungen ist aufgrund der unterschiedlichen Raumskalen schwierig (Morissette et al., 2008; Reed et al., 2009; Fisher und Mustard, 2007). In den letzten Jahren gab es mehrere Bemühungen, dieses Skalenproblem durch Einführung einer dritten Beobachtungsmethode, der automatisierten digitalen Zeitrafferfotografie am Boden (engl. „Near surface remote sensing“ oder „PhenoCams“) zu reduzieren (Xie et al., 2018; Richardson et al., 2018; Brown et al., 2016). Wenn die Sensoren der eingesetzten Kameras neben den sichtbaren Wellenlängenbereichen (von ca. 350 bis 750 μm , gespeichert als rot, grün und blau (RGB)) auch im nahen Infrarotbereich aufzeichnen, können Vegetationsindizes ähnlich wie mit Satellitendaten berechnet werden. Richardson et al. (2018) verglichen PhenoCam-Beobachtungen mit MODIS-Daten und fanden eine gute Übereinstimmung in den beobachteten Zeitpunkten der Zunahme und Abnahme der Grünfärbung von Ackerflächen, Laubwald und Grünland. Bei Nadelwald war die Korrelation in den beobachteten Zeitpunkten zwischen MODIS und PhenoCams schlecht, was die Autoren in erster Linie auf eine limitierte Sensitivität der Vegetationsindizes bei immergrüner Vegetation zurückführten. Eine umfangreiche Darstellung des aktuellen Stands und zu erwartender zukünftiger Entwicklungen von PhenoCams geben Brown et al. (2016).

4.3 Phänologische Modelle

Phänologische Modelle werden verwendet um den zeitlichen Eintritt von wiederkehrenden Entwicklungsphasen der Pflanzen in Abhängigkeit von den steuernden Parametern zu ermitteln. Alleinstehend finden sie Anwendung für die Klimafolgenmodellierung, in der Forstwirtschaft und zur Pollenflugvorhersage. Weiterhin sind sie Bestandteil von Simulationssystemen für die Ertrags- und Wasserhaushaltsmodellierung oder in Biosphärenmodellen (Menzel, 2007).

Die Anfänge der phänologischen Modellierung werden meist auf Reaumur zurückgeführt, der um 1735 das Konzept der Temperatursumme⁴ für die Erklärung von zeitlichen und räumlichen Unterschieden in Eintrittsterminen von Phänophasen formulierte (Schaber, 2005; Menzel, 2007; Chuine et al., 2013). Das Temperatursummenmodell ist bis heute eines der verbreitetsten Ansätze zur Vorhersage von phänologischen Frühjahrsphasen (vergl. Abschnitt 4.3.2).

4.3.1 Klassifikation phänologischer Modelle

Phänologische Modelle können nach den zugrundeliegenden Modellannahmen oder nach der Raumskala des Anwendungszwecks systematisiert werden.

Chuine et al. (2013), Menzel (2007) und Zhao et al. (2013) unterscheiden phänologischen Modelle in theoretische, statistische und mechanistische Modelle.

⁴ die Summe von Tagesmitteltemperaturen oberhalb einer Schwellentemperatur, auch Gradtage

4.3.1.1 Theoretische Modelle

Theoretische Modelle basieren auf der Optimierung des Kosten-Nutzen-Verhältnisses in der Kohlenstoffbilanz der Pflanzen durch die zeitliche Abfolge von Blattaustrieb und Blattfall. Sie wurden formuliert, um die evolutionäre Entwicklung phänologischer Strategien der Pflanzen zu untersuchen (Chuine et al., 2013).

4.3.1.2 Statistische Modelle

Statistische Modelle verwenden unterschiedlichste statistische Anpassungsmethoden, um den Eintritt phänologischer Phasen mit klimatischen Einflussfaktoren in Beziehung zu setzen (Menzel, 2007).

4.3.1.3 Mechanistische Modelle

In mechanistischen Modellen werden bekannte oder angenommene Ursache-Wirkung-Zusammenhänge zwischen der Pflanzenentwicklung und den Umweltbedingungen zur phänologischen Vorhersage verwendet (Menzel, 2007; Chuine et al., 2013). Die meisten in der wissenschaftlichen Literatur beschriebenen Modelle, wie auch Reaumur's Temperatursummen-Ansatz, fallen in diese Kategorie. Da die physiologischen und biochemischen Prozesse zur Steuerung der Vegetationsruhe nicht vollständig erforscht sind, enthalten mechanistische Modelle immer auch empirische Komponenten, wodurch eine Kalibration an Beobachtungsdaten nötig ist (Olsson und Jönsson, 2014).

Klassische phänologische Modelle beschreiben die Entwicklung einzelner Arten in einem räumlich eingegrenzten Gebiet. Die meisten Modellstudien wurden bisher in den gemäßigten Breiten durchgeführt und konzentrierten sich auf Knospenaufbruch, Blüte und Fruchtreife (Chuine et al., 2013). Zur Kalibrierung und Validierung werden phänologische Vor-Ort-Beobachtungen eingesetzt. Auf dieser Raumskala konnte häufig mit einfachen Ansätzen bessere Ergebnisse erzielt werden als mit komplexeren Modellen (Olsson und Jönsson, 2014). Seit der Einsatz von Satellitendaten in der Phänologie an Bedeutung gewinnt, werden auch Modellansätze für die artübergreifende, regionale Simulation klimaabhängiger phänologischer Erscheinungen entwickelt (Morissette et al., 2008). Im Folgenden werden beispielhaft lokale und regionale/globale Ansätze der phänologischen Modellierung vorgestellt.

4.3.2 Beispiele für Modellansätze zur Vorhersage phänologischer Frühjahrsphasen

In der wissenschaftlichen Literatur wird einheitlich angegeben, dass die Lufttemperatur die entscheidende Steuergröße der phänologischen Frühjahrsphasen borealer und gemäßigter Gehölze ist (Linkosalo et al., 2006; Chuine et al., 2013). Einige spätaustreibende Arten reagieren erst ab einer bestimmten Tageslänge (Photoperiode) und/oder wenn ein bestimmtes „Kältebedürfnis“ (engl. *chilling*) erfüllt wurde auf wärmere Temperaturen im Frühjahr (Körner und Basler, 2010; Körner, 2007). Die einfacheren phänologischen Frühjahrsmodelle berücksichtigen nur die Temperatursumme (Abschnitt 4.3.2.1). Der „Forcing/Chilling“-Ansatz (Abschnitt 4.3.2.2) bildet auch den Übergang von der endogenen in die exogene Dormanz ab (vergl. Abschnitt 4.1.3). Es wird aktuell diskutiert, ob die Photoperiode in phänologischen Modellen berücksichtigt werden muss, insbesondere bei der

Simulation von Zukunftsszenarien (Olsson und Jönsson, 2014; Blümel und Chmielewski, 2012; Chuine et al., 2013; Richardson et al., 2013; Körner und Basler, 2010).

4.3.2.1 Temperatursummen-Ansatz

Der Temperatursummen-Ansatz wurde bereits 1735 von Reaumur formuliert. Er wird auch als Gradtag-Verfahren oder im Englischen als „Spring Warming model“, „Degree Day model“ und „Thermal Time model“ bezeichnet (Chuine, 2000; Kalvāns et al., 2015). Das Modell basiert auf der Annahme, dass ein linearer Zusammenhang zwischen der akkumulierten Wärmemenge ab einem bestimmten Zeitpunkt des Jahres (Startdatum, t_0) und der Entwicklung der Pflanze besteht. Diese Annahme kann durch die Temperaturabhängigkeit der Entwicklungsgeschwindigkeit der Pflanzen erklärt werden (Körner, 2007). Die Wärmemenge wird über die Summe der Temperaturgrade (TS) über einer Grenztemperatur (Basistemperatur, T_{Basis}) approximiert. Es wird davon ausgegangen, dass eine bestimmte phänologische Phase eintritt, sobald eine bestimmte kritische Temperatursumme erreicht wurde. Der Temperatursummen-Ansatz berücksichtigt nicht den Wechsel zwischen endogener und exogener Dormanz. Es wird angenommen, dass das Kältebedürfnis der Pflanze beim Startdatum erfüllt wurde oder dass sie kein Kältebedürfnis hat (Chuine et al., 2013). Dies ist bei der Wahl des Startdatums zu berücksichtigen. Die Basistemperatur ist als statistische Größe ohne physiologischen Hintergrund zu sehen (Bonhomme, 2000; Yang et al., 1995). Es hat sich gezeigt, dass sie nur einen kleinen Einfluss auf die Präzision der Vorhersage hat, wenn sie im Vergleich zur mittleren Temperatur während der Pflanzenentwicklung klein ist (Bonhomme 2000). Snyder et al. (1999) erreichten mit einer Basistemperatur von 0°C vergleichbare Ergebnisse wie mit statistisch optimierten Zahlenwerten. Auch andere Studien verwendeten eine Basistemperatur von 0°C (Jochner et al., 2011; Kalvāns et al., 2015). Auf verschiedene Modellvarianten wird im Abschnitt 6.6 detailliert eingegangen.

4.3.2.2 Forcing-Chilling-Modelle

Forcing-Chilling Modelle stellen eine Erweiterung des klassischen Temperatursummen-Ansatzes dar. Sie berücksichtigen die Wirkung von Wärme- und Kältereiz entweder zeitlich getrennt (Sequenzielles Modell, (Hänninen, 1990; Kramer, 1994 in Chuine et al., 2013) oder gleichzeitig (Paralleles Modell, Landsberg, 1974; Hänninen, 1990; Kramer, 1994 in Chuine et al., 2013). Das Alternierende Modell (Murray et al., 1989 in Chuine et al., 2013) geht davon aus, dass die Pflanze jederzeit auf erhöhte Temperaturen reagieren kann. Mit zunehmender Anzahl von Kältetagen wird eine geringere Wärmesumme für den Phaseneintritt benötigt (Menzel, 2007). Weitere Vertreter dieser Modellfamilie sind das „Deepening Rest Model“ (Kobayashi, 1982 in Chuine et al., 2013), das „Four-Phase Model“ (Vegis, 1964 in Chuine et al., 2013), das „SeqSar Model“, das „ParSar Model“ (Chuine et al., 2002 in Chuine et al., 2013) und das PIM-Modell (Schaber und Badeck, 2003).

Für die Vorhersage von Frühjahrs- und Sommerphasen, z.B. der Blattentfaltung von Laubbäumen, haben sich die einfacheren Temperatursummen-Modelle als besser geeignet erwiesen als komplexere Forcing-Chilling-Modelle (Linkosalo et al., 2006; Menzel, 2007; Olsson und Jönsson, 2014).

4.3.3 Beispiele für Modellansätze zur Vorhersage phänologischer Herbstphasen

Zum aktuellen Zeitpunkt existiert kein phänologisches Modell, das den Eintritt der herbstlichen Blattverfärbung oder des Blattfalls besser vorhersagen kann, als der Mittelwert historischer Beobachtungen (Estrella und Menzel, 2006; Schaber und Badeck, 2003; Chuine et al., 2013).

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts formulierte Hypothesen geben Verhältnisse der Lufttemperatur im Sommer oder Herbst und Trockenheit als möglichen steuernden Faktoren der Blattverfärbung im Herbst an (Tab. 4.2). Estrella und Menzel (2006) zeigten, dass diese Hypothesen die deutschlandweit von 1951 bis 2003 beobachtete Herbstverfärbung nicht statistisch signifikant erklären konnten. Als mögliche Ursache wurden zum einen die komplexen Einflussfaktoren und zum anderen die geringere Genauigkeit der Beobachtungen herbstlicher Phänophasen angeführt (Menzel 2007).

In neueren Studien wird der Photoperiode neben der Temperatur eine steuernde Funktion zugeschrieben. Dabei konnte aus der Auswertung langjähriger phänologischer Beobachtungen (Liu et al., 2018; Archetti et al., 2013; Delpierre et al., 2009) und aus Experimenten (Fracheboud et al., 2009; Soolanayakanahally et al., 2012; Fu et al., 2017) abgeleitet werden, dass die Photoperiode bei der Regulation der Blattverfärbung in Regionen mit kalten Wintern eine wichtige Rolle spielt, während in niederen Breiten mit milderer Wintern der Temperatureinfluss überwiegt. Dabei scheint nicht nur die Temperatur zur Zeit der Blattverfärbung sondern auch im Laufe der Vegetationsperiode ausschlaggebend zu sein (Liu et al., 2018; Estrella und Menzel, 2006; Fu et al., 2017). Das genaue Zusammenspiel der steuernden Größen ist noch nicht aufgeklärt (Richardson et al., 2013).

Tab. 4.2: Hypothesen für die steuernden Faktoren der Blattverfärbung im Herbst. T_{\min} : Tagestiefsttemperatur, T_{mean} : Tagesmitteltemperatur, (Estrella und Menzel, 2006).

Hypothese	Quelle
T_{\min} fällt unter bestimmten, nicht definierten Grenzwert	Baumgartner, 1950
$T_{\text{mean}} < 11^{\circ}\text{C}$	(Schnelle, 1952)
$T_{\min} < 7^{\circ}\text{C}$	(Schnelle, 1952)
Bodenwasserbilanz	(Maede, 1952)
Warmes Herbstwetter und ausreichend Wasserverfügbarkeit verlängern die Vegetationsperiode	(Seyfert, 1955, 1966)
Hohe Herbsttemperaturen beschleunigen die Blattverfärbung	(Schulze, 1970)
Ein warmer Juni führt zu einer verfrühten Blattverfärbung	(Freitag, 1987)
Ein warmer August/September führt zu einer verspäteten Blattverfärbung	(Freitag, 1987)
Viel Strahlung im Herbst führt zu einer verfrühten Blattverfärbung	(Seyfert, 1970)
Die Länge der Vegetationsperiode ist konstant	(Pfau, 1964)
Vegetationsperiode endet, wenn $T_{\text{mean}} < 8^{\circ}\text{C}$ (nach den 1. August)	(Hartmann und Schnelle, 1970)

4.3.4 Artübergreifenden Modellansätze

4.3.4.1 Growing Season Index (GSI)

Der GSI kombiniert den gewichteten Einfluss der Photoperiode, des Wasserdampfdefizits der Luft und der Tagestiefsttemperatur um die Grünfärbung der Vegetation in Jahresverlauf zu simulieren (Jolly et al., 2005). Für jeden der drei meteorologischen Parameter wurde ein Wertebereich für die aktive phänologische Entwicklung der Vegetationsdecke formuliert. Unterhalb dieses Wertebereichs findet keine Entwicklung statt (Dormanz), während oberhalb von uneingeschränktem Wachstum auszugehen ist. Die Berechnung des GSI wird im Abschnitt 6.7 ausführlich erläutert. Aus dem GSI lassen sich nicht nur der Beginn und das Ende der Vegetationsperiode sondern auch der phänologische Entwicklungsstatus der Vegetationsdecke im Jahresverlauf ableiten (Jolly et al., 2005). Der GSI-Ansatz wurde im Rahmen von Wasserhaushaltssimulationen in Niedersachsen angewendet und anhand von globalen NDVI-Daten (Jolly et al., 2005) und Vor-Ort-Beobachtungen in Niedersachsen und im Harvard-Forest, Petersham, Massachusetts, USA, validiert (Förster et al., 2012; Jolly et al., 2005). Darüber hinaus konnten Savoy und Mackay (2015) den Jahresgang des Blattflächenindex von Laubwäldern in den USA mit dem GSI erfolgreich simulieren.

4.3.4.2 Spring Index Modell (SI)

Schwartz (1997) entwickelte phänologische Modelle zur Vorhersage der Blattentfaltung und Blüte von Klonen des Flieders (*Syringa spec.*) und des Geißblatts (*Lonicera spec.*) aus der Tagestiefst- und Tageshöchsttemperatur der Luft mit multipler Regression („Spring Indices“). Diese Modelle geben drei Variablen aus:

- Das Datum, wenn das Kältebedürfnis der Pflanze erfüllt ist,
- den Beginn der Blattentfaltung, und
- den Beginn der Blüte.

Sie wurden an phänologischen Vor-Ort-Beobachtungen in den USA, Estland, Deutschland und China validiert (Schwartz und Chen, 2002).

Auf der Grundlage von Korrelationsanalysen mit Daten aus den Internationalen Phänologischen Gärten, China und dem Harvard Forest, USA wird der Beginn der Blattentfaltung von Flieder und Geißblatt als Indikator für den Beginn des vegetativen Wachstums von Gräsern und Sträuchern herangezogen. Analog dient der Beginn der Blüte als Indikator für den Wachstumsbeginn von Bäumen. Dadurch soll die Vorhersage des Beginns der Vegetationsperiode in der gesamten gemäßigten Klimazone der nördlichen Hemisphäre möglich sein, wenn die Phänologie der betrachteten Pflanzengemeinschaften ausreichend temperatursensitiv ist und im Frühjahr nicht trockenheitslimitiert ist (Schwartz et al., 2006).

5 Folgerungen aus der Literaturanalyse

Die Literaturanalyse hat gezeigt, dass dynamische Vegetationszustände am Gewässerufer, der Übergangszone zwischen terrestrischen und aquatischen Systemen, die Temperatur- und Lichtverhältnisse im Gewässer maßgeblich beeinflussen können. Die Phänologie der Pflanzen findet gegenwärtig Anwendung bei der Simulation vegetationsabhängiger Prozesse auf Landflächen im Rahmen der Klimaforschung, agrarwissenschaftlicher Studien sowie der ökohydrologischen und Wasserhaushaltsmodellierung. Bisher hat sie kaum Eingang in die Betrachtung von Prozessen in oder an Fließgewässern gefunden. Deterministische Untersuchungen zum Einfluss der Beschattung auf die Tagesdynamik der Fließgewässertemperatur wurden größtenteils in Regionen mit immergrüner Ufergehölzvegetation durchgeführt. Aus diesem Grund basiert auch die Mehrzahl der publizierten Berechnungsmethoden für die Gewässerbeschattung auf Annahmen, die zwar für dichten Nadelwald zutreffen, aber nicht ohne weiteres auf die häufig lückenhafte Ufergehölzvegetation im landwirtschaftlich erschlossenen Tiefland gemäßigter Breiten übertragen werden können. Wassertemperatursimulationen an Fließgewässern mit laubabwerfender Ufervegetation werden meist auf kurze Zeiträume mit mehr oder weniger konstanten Randbedingungen, wie beispielsweise sommerliche Hitzeperioden beschränkt.

Hier knüpft die vorliegende Arbeit an und prüft eine Möglichkeit für eine ganzheitlichere Betrachtung der Wassertemperaturdynamik eines Fließgewässerabschnitts. Auf Grundlage der vorangegangenen Literaturrecherche wurde eine innovative Modellierungsstrategie entwickelt, die eine hydrodynamische, wärmebilanzbasierte Wassertemperatursimulation mit der Berücksichtigung der Vegetationsdynamik typischer laubabwerfender Ufergehölze im Tiefland gemäßigter Breiten bei der Parametrisierung der Gewässerbeschattung verbindet (Abb. 5.1). Im Folgenden wird näher auf die einzelnen Komponenten des Modellsystems eingegangen.

5.1 Wahl des Wassertemperaturmodells

Die Fragestellung dieser Arbeit verlangt den Einsatz eines Wassertemperaturmodells mit deterministischem Wärmebilanzansatz. Da längere Zeiträume mit variablem Abflussgeschehen simuliert werden und die Dynamik der Wassertemperatur auf Stundenbasis betrachtet werden soll, wird ein instationärer hydrodynamischer Modellansatz favorisiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass auf eine Auflösung in die zweite und dritte Raumdimension bei der Betrachtung kleiner bis mittelgroßer Fließgewässer verzichtet werden kann.

Auf Grundlage dieser Kriterien wurde das Modell EPD-RIV1 ausgewählt. Es kann die instationäre Hydrodynamik kleiner Fließgewässer und deren Auswirkung auf die Verteilung von Wasserinhaltsstoffen und Wärme im Wasserkörper explizit abbilden (Sharma und Kansal, 2013). Die Wassertemperatur wird in EPD-RIV1 weitestgehend mit Gleichungen aus dem vielfach eingesetzten

QUAL2E-Modell berechnet (Brown und Barnwell, 1987; Sullivan et al., 1990). Der Einfluss der Beschattung auf den Eintrag von Strahlungsenergie in das Gewässer wird mit dem Modellparameter „Canopy Shading“ beschrieben, der vom Anwender vorgegeben wird. Darin und in der freien Verfügbarkeit unterscheidet es sich vom ATV-Gewässergütemodell, das ein internes Modul zur Beschattungsberechnung enthält. Eine externe Ermittlung wurde favorisiert, um aus verschiedenen methodischen Ansätzen einen geeigneten wählen und gegebenenfalls anpassen zu können.

5.2 Ermittlung der Gewässerbeschattung

Die verfügbaren Methoden zur Messung der Beschattung von Fließgewässern sind sehr eingeschränkt und anfällig für Anwenderfehler. Aufgrund der ausgeprägten räumlichen Variabilität der Fließgewässerbeschattung wird eine repräsentative Ermittlung im Feld in der Literatur als ausgesprochen schwierig beschrieben. Darüber hinaus kann mit einer Messung nur eine Momentaufnahme erfolgen. Da in dieser Untersuchung aber besonderes Augenmerk auf die zeitliche Variabilität der Fließgewässerbeschattung gelegt werden soll, wird die Verwendung eines Berechnungsverfahrens der messtechnischen Bestimmung im Gelände vorgezogen.

Das ausgewählte Berechnungsverfahren SHADE2 nach Li et al. (2012) kann den beschatteten Anteil der Gewässeroberfläche in beliebiger zeitlicher und räumlicher Auflösung unter Berücksichtigung überhängender Vegetation berechnen. Der letzte Aspekt wird für die Betrachtung kleinerer und mittlerer Fließgewässer als wichtig erachtet. In zwei Aspekten wird die Modelltheorie von SHADE2 den Anforderungen der untersuchten Fragestellung nicht gerecht. Zum einen wird die Kronendichte der Ufergehölze in SHADE2 als zeitlich unveränderlich angenommen. Zum anderen kann eine lückenhafte Gehölzvegetation nicht berücksichtigt werden. An diesen Stellen ist eine Anpassung des Beschattungsmodells nötig.

Für die Berechnung der Gewässerbeschattung muss eine Vielzahl von Vegetationsparametern der Ufergehölze bereitgestellt werden. Die Ermittlung erfolgt im Rahmen einer detaillierten Kartierung des Gewässerabschnitts.

5.3 Phänologie der Ufergehölze

Die saisonale Dynamik von Ufergehölzen als Vegetationseinheit war bisher nicht Gegenstand phänologischer Untersuchungen. Hier ist zum einen eine artübergreifende Betrachtung erforderlich, da die Uferbereiche von Fließgewässern häufig eine besonders heterogene Gehölzflora aufweisen, deren Artenzusammensetzung nicht bekannt ist. Zum anderen müssen aber artspezifische Vor-Ort-Beobachtungen zur Validierung herangezogen werden, da artübergreifende Beobachtungsmethoden wie beispielsweise Satellitenbilder die kleine Raumskala nicht auflösen können. Dieser Diskrepanz wird mit der Entwicklung eines neuen Ansatzes begegnet. Dieser basiert auf dem Konzept der phänologischen Jahreszeiten, das bereits von Schnelle (1955) für Deutschland systematisiert wurde und noch heute vom DWD angewendet wird (Kaspar et al., 2014). Dadurch wird eine artübergreifende Beschreibung der Blattentfaltung und des Blattfalls von Ufergehölzen mit artspezifischen phänologischen Vor-Ort-Beobachtungen ermöglicht.

Bei der Wahl phänologischer Modellansätze für die witterungsabhängige Simulation dieser Phasen wurde besonderer Wert auf die Auswahl einfacher, robuster Modelle gelegt. Damit soll zum einen das bekannte Problem der Überparametrisierung (Menzel, 2007) vermieden und zum anderen der Aufwand für die ohnehin komplexe Wassertemperatursimulation nicht unnötig erhöht werden. Eine besondere Herausforderung wird in der Abbildung der Herbstphasen gesehen, die nach derzeitigem Wissensstand außerordentlich schwierig ist.

Als weit verbreitete und erprobte Verfahren werden Temperatursummenmodelle eingesetzt. Sie lieferten in der Vergangenheit eine präzise Vorhersage der Frühjahrsphasen und benötigen nur wenige Parameter (Chuine et al., 2013). Von der Berücksichtigung des Kältebedürfnisses wird abgesehen, da damit ein erhöhter Rechenaufwand einhergeht und bisher nur wenig Verbesserung der Vorhersage erreicht wurde (Linkosalo et al., 2006; Olsson und Jönsson, 2014). Als zweiter Modellansatz wurde der Growing Season Index (GSI) ausgewählt. Der GSI beschreibt die Vegetationsperiode artübergreifend und unabhängig von phänologischen Beobachtungsdaten. Zudem berücksichtigt dieser Ansatz meteorologische Faktoren, die als ausschlaggebend für phänologische Herbstphasen beschrieben wurden (Photoperiode, niedrige Temperaturen im Herbst und Trockenheit). Der GSI wurde im Rahmen von Wasserhaushaltssimulationen in Niedersachsen bereits erfolgreich eingesetzt (Förster et al., 2012).

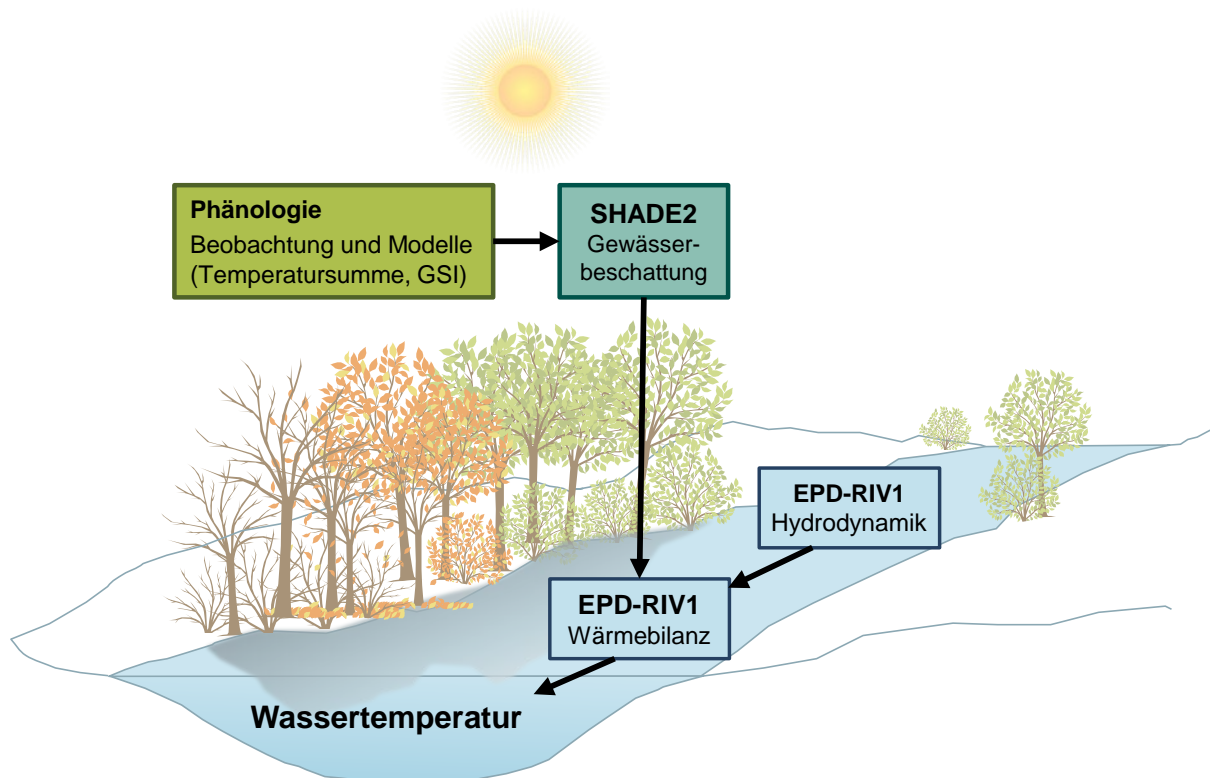


Abb. 5.1: Modellierungsstrategie zur deterministischen Wassertemperatursimulation unter Berücksichtigung der saisonalen Vegetationsdynamik laubabwerfender Ufergehölze.

6 Daten und Methoden

6.1 Das Fließgewässer Böhme und sein Einzugsgebiet

6.1.1 Hydrologie

Die Böhme ist ein rechter Zufluss der Aller im Naturraum⁵ Lüneburger Heide. Sie entspringt auf einer Höhe von 81 m ü. NN im Pietzmoor bei Schneeeverdingen und mündet zwischen Ahlden und Rethem auf einer Höhe von 18 m ü. NN in die Aller. Bei einer Länge von 71 km ergibt sich daraus ein durchschnittliches Gefälle von 0,089%. Das Einzugsgebiet der Böhme umfasst 562 km² (Abb. 6.1a). Wichtige Nebengewässer sind die Große Aue, die Soltau, der Steinbach, der Oerbker Bach, die Bomlitz, die Warnau, die Fulde, der Steinförthsbach und der Jordanbach (NLWKN, 2010b). Ortschaften mit mehr als 10.000 Einwohnern entlang des Gewässerlaufes sind Soltau, Bad Fallingb. und Walsrode (Abb. 6.1b). Bis zur Mündung der Warnau ist die Böhme als kiesgeprägter Tieflandfluss einzustufen. Im Unterlauf überwiegen die Merkmale eines sand- und lehmgeprägten Tieflandflusses (NLWKN, 2005). Das Einzugsgebiet der Böhme wird der Hydrologischen Landschaft Süd Heide zugeordnet, die durch eine jährliche Niederschlagssumme von 650 mm bis 800 mm und einer jährlichen Verdunstung von 470 mm bis 490 mm gekennzeichnet ist (NlfÖ, 1998).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Simulationen der Wassertemperatur der Böhme entlang einer 36 km langen Strecke vom Pegel Brock bis zur Mündung in die Aller durchgeführt. Entlang dieser Teilstrecke stehen hydrologische Beobachtungen an den Pegeln Brock (Einzugsgebiet 285 km²) und Hollige (Einzugsgebiet 538 km²) zur Verfügung (Abb. 6.1c). Die Pegel werden von der NLWKN Betriebsstelle Verden betrieben. Die hydrologischen Hauptzahlen sind in Tab. 6.1 dargestellt.

Tab. 6.1: Mittlerer Niedrigwasserabfluss (MNQ), mittlerer Abfluss (MQ) und mittlerer Hochwasserabfluss (MHQ) an den Pegeln Brock und Hollige (statistische Auswertung der Tagesmittelabflüsse).

	Brock	Hollige
Zeitraum	1960-2007	1970-2007
MNQ [m ³ /s]	1,54	2,28
MQ [m ³ /s]	3,23	5,27
MHQ [m ³ /s]	15,53	15,81

⁵ Nach Drachenfels (2010)

Weiterhin betreibt der NLWKN im Rahmen der „Gewässerüberwachung Niedersachsen (GÜN)“ die Gewässergütemessstellen Uetzingen und Böhme im untersuchten Abschnitt, deren Messwerte der Wassertemperatur zu Validierungszwecken verwendet wurden (NLWKN, 2010a). Meteorologische Beobachtungen wurden von der Klimastation Soltau des Deutschen Wetterdienstes (DWD) bezogen. Weiterhin standen Gewässervermessungsdaten des NLWKN zur Verfügung. Die bordvolle Breite der Böhme im untersuchten Abschnitt variiert zwischen ca. 9 und 14 Metern. Wärmeeinleitungen ins Gewässer sind nicht bekannt (Bez.-Reg. Lüneburg und NLWKN, 2005).

6.1.2 Geologie, Böden und Landnutzung

Im Naturraum Lüneburger Heide überwiegen sandige Grund- und Endmoränengebiete aus dem Quartär (Drachenfels, 2010). Bedingt durch die glazialen Sedimente ist das Böhme-Einzugsgebiet durch sandige und lehmig-sandige Böden geprägt. Typische Bodentypen sind Podsol, Podsol-Braunerde, Pseudogley-Braunerde und Gley-Podsol (Boess, 2004). Die nährstoffarmen sandigen Böden schränken die landwirtschaftliche Nutzung im Einzugsgebiet der Böhme ein. So entfallen nur 31% der Fläche auf Acker- und 18% auf Grünlandnutzung. Dementsprechend hoch ist auch der Waldanteil, der insgesamt 40% der Fläche ausmacht und vorwiegend durch Nadelwald geprägt ist (Tab. 6.2).

Tab. 6.2: Landnutzung im Einzugsgebiet der Böhme basierend auf ATKIS

Nutzung	Acker	Moor	Siedlung	Grünland	Laub-wald	Nadel-wald	Misch-wald	Wasser	gemischt
Flächen-anteil [%]	31	1	5	18	1	28	11	2	3

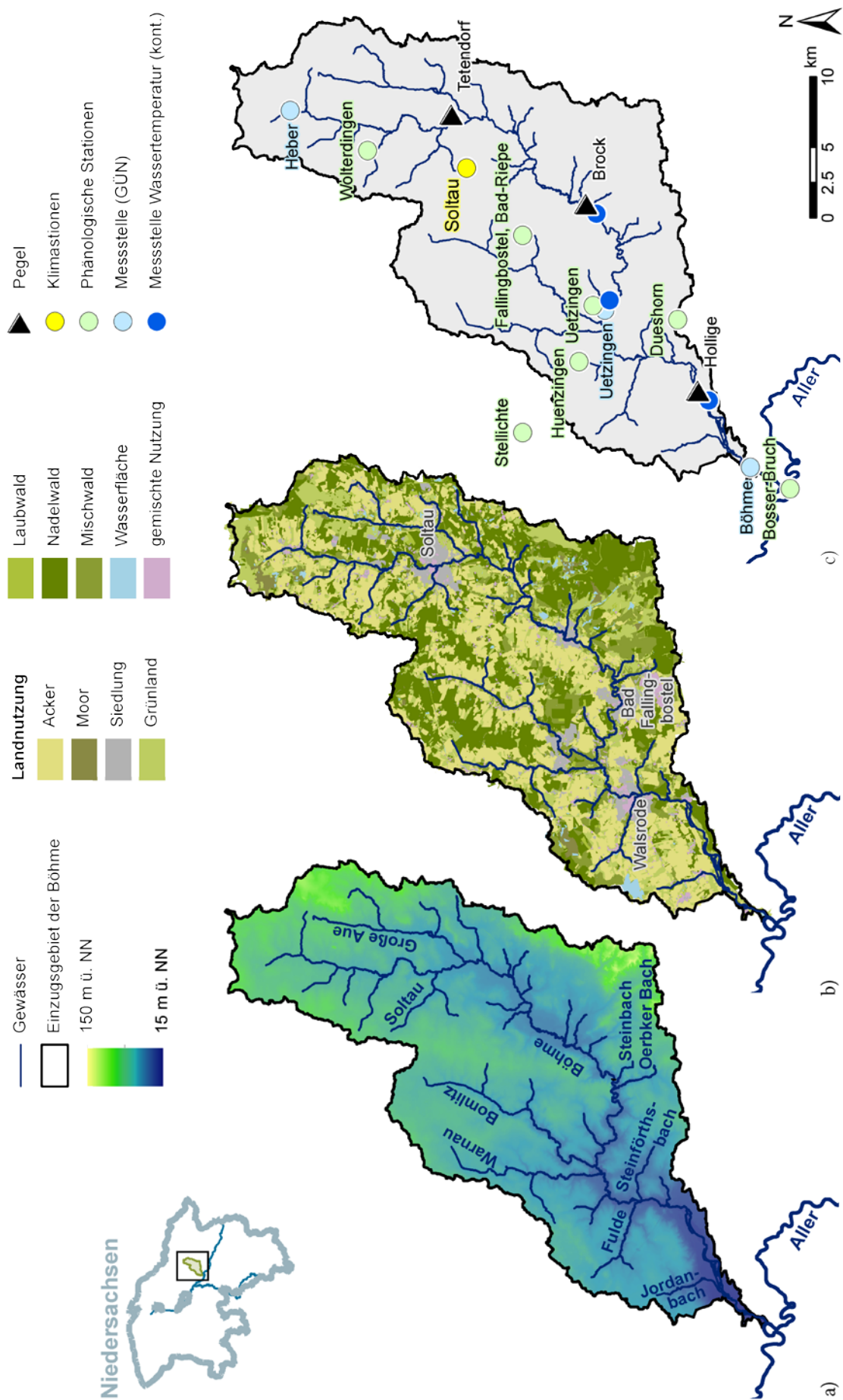


Abb. 6.1: a) Digitales Geländemodell und Gewässer im Einzugsgebiet der Böhme, b) Landnutzung (ATKIS) und Siedlungen mit mehr als 10.000 Einwohnern, c) Meteorologische, phänologische und gewässerkundliche Beobachtungsstationen

6.1.3 Klima

Das Einzugsgebiet der Böhme liegt in der Westwindzone und kann dem immerfeuchten gemäßigten Klima Mitteleuropas zugeordnet werden. Durch die geringe Geländehöhe dominieren zyklonale und konvektive Niederschläge (Häkel, 2012). An der Station Soltau wurde ein mittlerer Jahresniederschlag von 814 mm gemessen, die Jahresmitteltemperatur liegt bei 9°C (Bezugsperiode 1981 – 2010). Monatliche Mittelwerte des Niederschlages, der Lufttemperatur und der Sonnenscheindauer sind in Abb. 6.2 dargestellt.

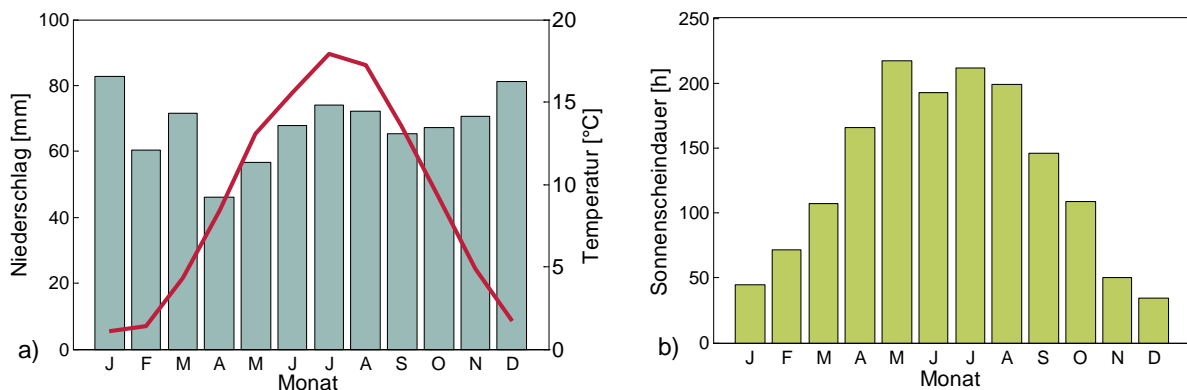


Abb. 6.2: Klimadiagramm der Station Soltau (76 m ü. NN) für die klimatologische Bezugsperiode 1981 – 2010. a) Monatsmittel des Niederschlages (Balken) und der Lufttemperatur (Linie). B) mittlere Monatssumme der Sonnenscheindauer.

6.1.4 Ausgewählte Jahre

Von den langjährigen meteorologischen Aufzeichnungen der Station Soltau wurden Daten im Zeitraum 1991 bis 2016 betrachtet. In diesem Zeitraum sind sowohl hochaufgelöste Wassertemperaturmessungen als auch einige meteorologisch und phänologisch interessante Jahre enthalten. Die Auswahl dieser Jahre wird im Folgenden erläutert. In Abb. 6.3 und Abb. 6.4 sind die Lufttemperatur und Sonnenscheindauer aller ausgewählten Jahre dargestellt.

Die phänologischen Modelle sollten dahingehend geprüft werden, ob sie einen frühen oder späten Beginn der Blattentfaltung abbilden. Im Jahr 1996 setzte die Blattentfaltung im Untersuchungsgebiet im Vergleich zum langjährigen Mittel verspätet ein, während sie im Jahr 1998 besonders früh beobachtet wurde. Im Jahr 2005 traten die phänologischen Phasen zu ähnlichen Zeiten ein wie im beobachteten langjährigen Mittel. Für eine Darstellung der beobachteten phänologischen Phasen sei auf Abb. 7.12 im Abschnitt 7.4.1.1 verwiesen.

Weiterhin erfolgte eine Auswahl meteorologisch interessanter Jahre für die Sensitivitätsuntersuchungen der Wassertemperatursimulation. Da der Beschattungsparameter den kurzwelligen Anteil der Strahlungsbilanz beeinflusst, wurden Sommerzeiträume in Jahren mit unterschiedlichen Temperatur- und Strahlungsbedingungen ausgewählt. Der Sommer 1996 war im Vergleich zum langjährigen Mittel kühl und strahlungsarm, während die Sommermonate 2003 besonders warm und durch eine hohe Sonnenscheindauer gekennzeichnet waren. Im Sommer 2005 wurden durchschnittliche Temperaturen und Sonnenscheindauern beobachtet.

Die Wassertemperatursimulation wurde mit Daten des Jahres 2015 validiert, da in diesem Jahr zeitlich hochaufgelöste Beobachtungen der Wassertemperatur vorlagen.

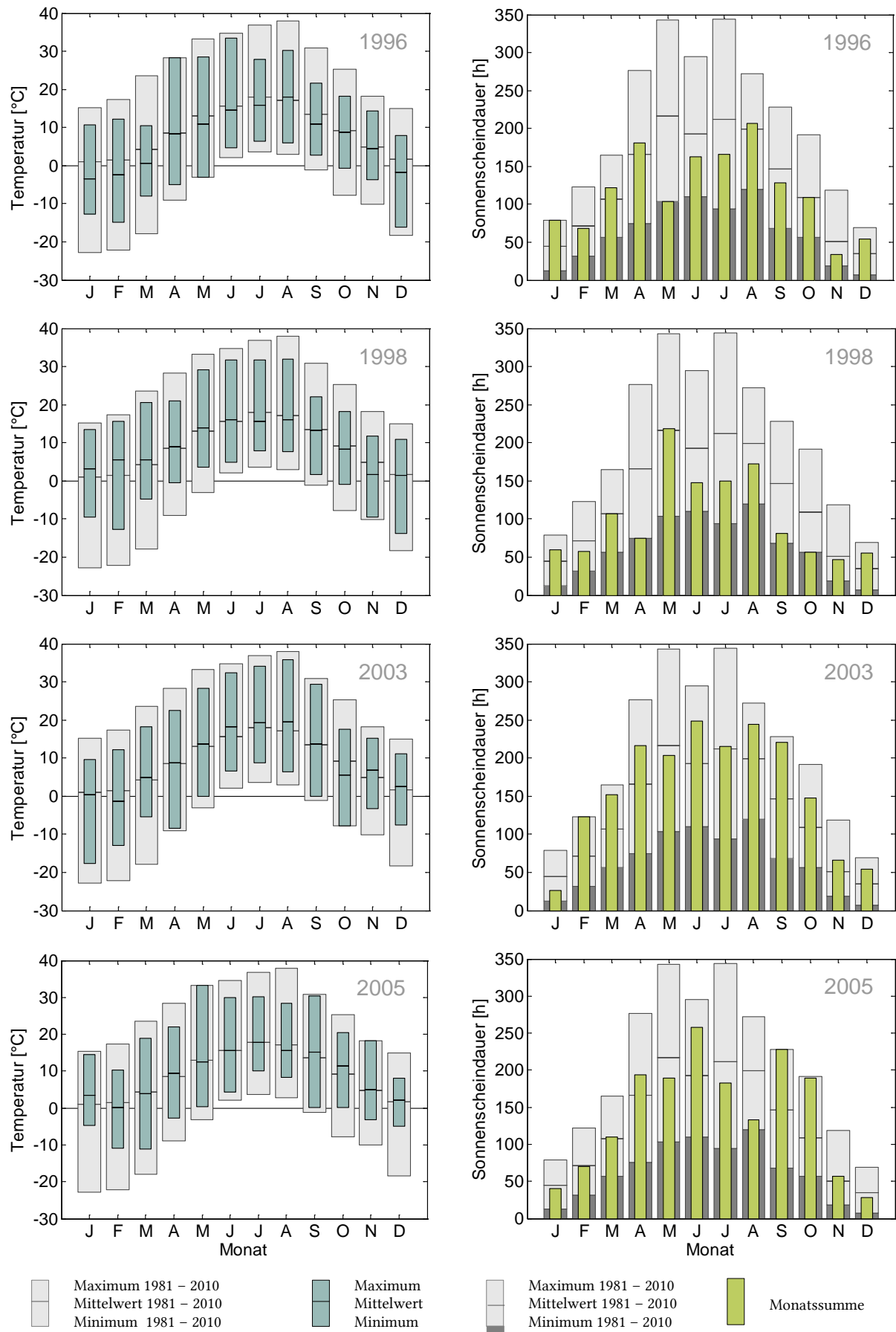


Abb. 6.3: Vergleich monatlicher Temperaturen (links) und Sonnenscheindauern (rechts) der Jahre 1996, 1998, 2003 und 2005 zur Referenzperiode 1981 – 2010.

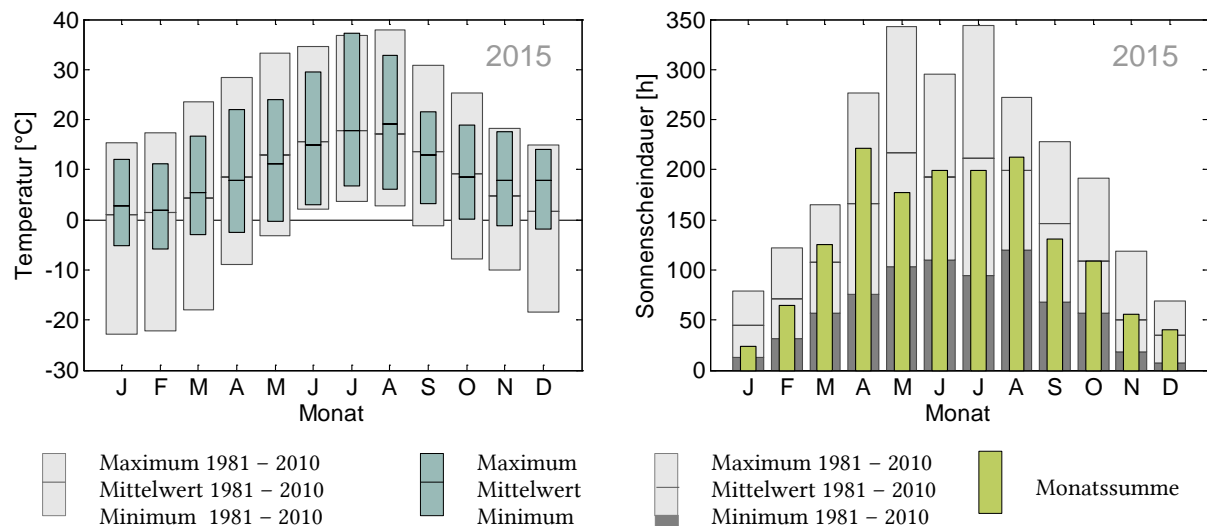


Abb. 6.4: Vergleich monatlicher Temperaturen (links) und Sonnenscheindauern (rechts) des Jahres 2015 zur Referenzperiode 1981 – 2010.

Deutschlandweit war das Jahr 2015 mit den Jahren 2000 und 2007 das bisher zweitwärmste beobachtete Jahr. Die mittlere Lufttemperatur betrug 9,9°C und lag damit 1 K über dem Durchschnitt der Jahre 1981-2010. Der Jahresniederschlag erreichte mit 701,3 mm nur 83,2 % des Mittelwerts der Jahre 1981-2010. Im Deutschlandmittel brachte das Jahr 2015 mit 1743 Sonnenstunden einen Überschuss von 136 Stunden oder 8,5% gegenüber der Referenzperiode. Damit ordnet sich das Jahr als 7.-sonnenscheinreichstes Jahr seit 1951 in die vorliegende Klimazeitreihe ein (DWD, 2016).

An der Station Soltau wich die beobachtete Witterung nicht ganz so stark vom 30-jährigen Mittel ab wie im bundesweiten Mittel. Die Lufttemperatur lag in den Monaten Februar, März, Juli, August und vor allem November und Dezember über dem Durchschnitt. Dabei wurde im Juli die langjährige Höchsttemperatur überschritten (Abb. 6.4). Die Monate April, Mai, Juni, September und Oktober waren vergleichsweise kühl. Die Sonnenscheindauer überschritt im März, April, Juni, August, November und Dezember das vieljährige Mittel, während der Januar, Februar, Mai, Juli und September als eher sonnenscheinarm einzustufen sind. Nach einem sehr milden Winter war das Frühjahr 2015 in der Region Soltau im 30-jährigen Vergleich eher etwas kühler, dabei aber sonnig, während der Spätsommer und Herbst mit Ausnahme des sehr milden Novembers als durchschnittlich eingestuft werden können. Diese Einschätzung soll für die Beurteilung der Ergebnisse späterer Untersuchungen hilfreich sein, da phänologische Frühjahrsphasen wie die Blattentfaltung unter sonst durchschnittlichen Witterungsverhältnissen vor allem von der Lufttemperatur der vorangegangenen Monate beeinflusst werden (Menzel, 2007).

6.2 Untersuchungen im Modellgebiet

Aus der wissenschaftlichen Fragestellung dieser Arbeit ergab sich ein Bedarf an detaillierten Informationen über die Ufergehölzvegetation des betrachteten Gewässerabschnittes. Aus diesem Grund wurde eine umfangreiche Kartierung der Ufergehölzeigenschaften durchgeführt, deren Methodik im Abschnitt 6.2.1 vorgestellt wird.

Darüber hinaus wurden zeitlich hoch aufgelöste Beobachtungen der Wassertemperatur benötigt, um die adäquate modelltechnische Abbildung der Tagesdynamik der Wassertemperatur beurteilen zu können. Es erfolgte also ein Wassertemperaturmonitoring im untersuchten Abschnitt der Böhme. Die Einzelheiten der Datenerhebung werden in Abschnitt 6.2.2 erläutert.

6.2.1 Kartierung beschattungsrelevanter Parameter der Ufergehölzvegetation

Die Kartierung der Ufervegetation erfolgte im Zuge einer Befahrung der Böhme mit einem Kanu im Sommer 2012 bei vollständig abgeschlossener Blatentfaltung der Laubgehölze. Die beschattungsrelevanten Gehölzeigenschaften wurden vom Boot und von Brücken aus und beim Landgang aufgenommen.

Im Vorfeld der Geländeuntersuchungen wurde der Gewässerabschnitt anhand von digitalen Karten im ArcGIS in 140 Teilstrecken mit einer Länge von ca. 150 bis 300 m eingeteilt. Dabei war eine möglichst gleiche Ausrichtung der Gewässerachse das Leitkriterium, wobei nach Möglichkeit mindestens ein Querprofil aus der Gewässervermessung pro Teilstrecke zur Verfügung stehen sollte. Wenn bei der Kartierung im Gelände sehr inhomogene Eigenschaften der Ufervegetation innerhalb einer Teilstrecke festgestellt wurden, erfolgte eine weitere Unterteilung.

Folgende Parameter wurden mit Hilfe eines Kartierbogens für jede Teilstrecke dokumentiert:

- Allgemeine Angaben:
 - Teilstreckennummer
 - Datum und Uhrzeit
- Eigenschaften der Gewässerteilstrecke
 - Geographische Lageparameter
 - Mittlere Solbreite
 - Mittlere Höhe und mittlerer Neigungswinkel beider Ufer
 - Hydrodynamische Besonderheiten (Querbauwerke, Zuflüsse)
 - Andere beschattende Strukturen (Gebäude, Brücken, etc.)
- Eigenschaften der Gehölzvegetation am linken und rechten Ufer
 - Gehölzdichte (Anteil der Gewässerlänge mit Ufergehölzen bezogen auf die Länge der Teilstrecke)
 - Drei dominante Gehölzarten
 - Mittlerer Abstand der Gehölze vom Gewässerrand
 - Anzahl der Gehölzreihen innerhalb eines 30 m breiten Streifens
 - Umlandnutzung (bei fehlender Gehölzvegetation)

- Mittlere Höhe der Gehölze
- Mittlere Breite des Überhanges
- Mittlere Dichte der Krone
- Mittlerer prozentualer Anteil der beschatteten Gewässeroberfläche
- Mittlere prozentuale Dichte des Schattens

Zusätzlich zur schriftlichen Dokumentation wurden die Eigenschaften der Ufergehölzvegetation fotografisch festgehalten.

Die Aufnahme von Längenmaßen im Gelände, wie sie für Höhen- und Breitenangaben benötigt werden, ist mit geringem Beobachterfehler möglich. Schwieriger stellt sich dagegen eine fehlerfreie Schätzung von Flächenanteilen und Dichten dar, wie beispielsweise der Kronendichte oder des Anteils der beschatteten Gewässeroberfläche. Um den Beobachterfehler zu minimieren, wurde auf die Methode zur Schätzung der Dichte des Blätterdachs nach Frampton et al. (2001) zurückgegriffen. Dabei werden Flächenanteile natürlicher Strukturen wie Baumkronen mithilfe computergenerierter Referenzflächenbilder geschätzt. Das von Frampton et al. (2001) vorgeschlagene Schema wurde um Referenzflächen für die Ermittlung der beschatteten Gewässeroberfläche erweitert (Abb. 6.5).

Die aufgenommenen Informationen wurden vor allem für die Berechnung der Gewässerbeschattung (Abschnitt 6.3) verwendet. Hydrodynamische Besonderheiten gingen auch in den Aufbau und die Parametrisierung des Wassertemperaturmodells (Abschnitt 6.8.2) ein.

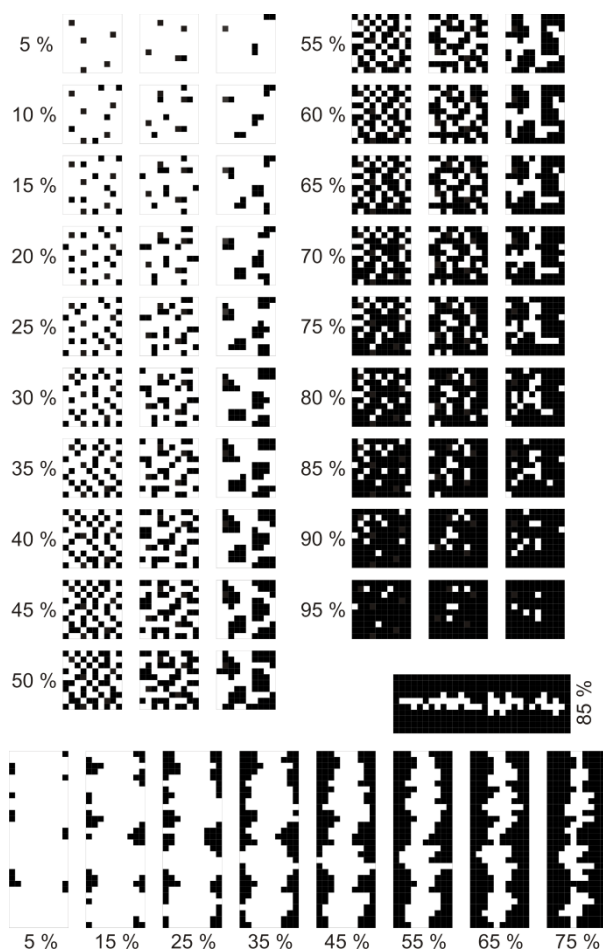


Abb. 6.5: Referenzflächenschema zur Abschätzung der Kronendichte von Ufergehölzen (oben, verändert nach Frampton et al., 2001) und der prozentualen beschatteten Gewässeroberfläche (unten). Beim Einsatz im Gelände wurde das Schema in der Originalgröße von DIN A4 verwendet.

6.2.2 Messung der Wassertemperatur

An drei Messstellen entlang des untersuchten Gewässerabschnittes wurde die Wassertemperatur ca. 15 cm über der Sohle mit registrierenden Sensoren im Zeitschritt von 5 Minuten erhoben. Das Monitoring erstreckte sich über den Zeitraum vom 28.03.2015 bis zum 30.03.2016. Die Einzelheiten der Messmethodik werden im Folgenden vorgestellt.

6.2.2.1 Auswahl der Messstellen

Die Temperaturmessung erfolgte am Pegel Brock, an der Gewässergütemessstelle Uetzingen und am Pegel Hollige des NLWKN. Ausschlaggebend für die Wahl der Beobachtungsstandorte war vor allem die Abbildung der Variation der Ufervegetation entlang des Gewässerabschnitts (Abb. 6.6). Daneben spielten auch praktische Aspekte wie die Vergleichsmöglichkeit mit behördlichen Messdaten und eine gute Zugänglichkeit des Gewässers eine Rolle.



Abb. 6.6: Ufervegetation oberhalb der kontinuierlichen Wassertemperaturmessstellen (links: Brock, Mitte: Uetzingen, rechts: Hollige, oben: am 28.03.2015, unten: am 10.06.2015, Fotos: K. Stein).

6.2.2.2 Eingesetzte Messgeräte

Die Ermittlung der Wassertemperatur erfolgte mit den Datenloggern „HOBO® Water Temperature Pro v2 Data Logger (U22-001)“ der Firma Onset®. Jeder Logger verfügt über einen nicht flüchtigen Speicher mit einer Kapazität von 64 KB, was ca. 42 000 12-Bit-Temperaturmessungen entspricht. Die Geräte haben ein Gewicht von 42 g bei einer Länge von 11,4 cm und einem maximalen Durchmesser von 3,0 cm.

Die Temperatursensoren haben einen Betriebsbereich von -40° bis 70°C in Luft bei einer maximalen beständigen Temperatur von 50°C in Wasser. Sie können die Wassertemperatur mit einer Genauigkeit von $\pm 0,21^\circ\text{C}$ (von 0° bis 50°C) und einer Auflösung von $0,02^\circ\text{C}$ bei 25°C ermitteln. Die

Reaktionszeit (90 %) beträgt 5 Minuten in Wasser bzw. 12 Minuten in Luft (Onset Computer Corporation, 2012).

6.2.2.3 Validierung der Temperatursensoren

Vor dem Einsatz im Gewässer wurde die einwandfreie Funktion der Temperaturlogger im Labor nach den Empfehlungen vom United States Department of Agriculture (USDA) (Dunham et al., 2005) überprüft. Dazu wurde ein Eis-Wasser-Gemisch hergestellt und in einer doppelt isolierten Thermobox bis zum Erreichen der Gleichgewichtstemperatur von $0 < T \leq 0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ equilibriert. Zur Überprüfung der Wassertemperatur kam das Temperaturmessgerät „Testo 925“ der Firma Testo (Genauigkeit $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$) zum Einsatz. Die Anordnung ist in Abb. 6.7 dargestellt.

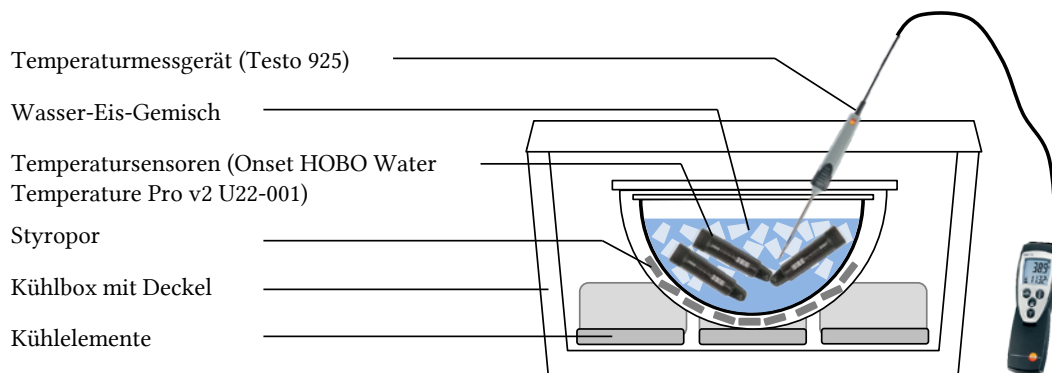


Abb. 6.7: Laboranordnung zur Validierung der Temperatursensoren

Alle drei Temperaturlogger wurden mit einer Startzeit von 8:30 Uhr und einem Messintervall von 1 Minute konfiguriert. Sie wurden zeitgleich um 8:50 Uhr in das Eis-Wasser-Gemisch eingesetzt. Nach drei Stunden wurden die Logger wieder entnommen und die registrierten Daten wurden ausgelesen. Die von den Datenloggern registrierten Wassertemperaturen sind in Abb. 6.8 dargestellt. Die drei Instrumente gaben die Wassertemperatur im Zeitraum von 9:10 Uhr bis 11:50 Uhr nach einer Equilibrierungszeit von 30 Minuten mit einer Genauigkeit (Mittelwert \pm Standardabweichung) von $0,035 \pm 0,015^{\circ}\text{C}$ (Logger 1), $0,010 \pm 0,015^{\circ}\text{C}$ (Logger 2) und $0,025 \pm 0,007^{\circ}\text{C}$ (Logger 3) bei jeweils 161 Messwerten wieder. Die Funktionsweise wurde damit als fehlerfrei erachtet.

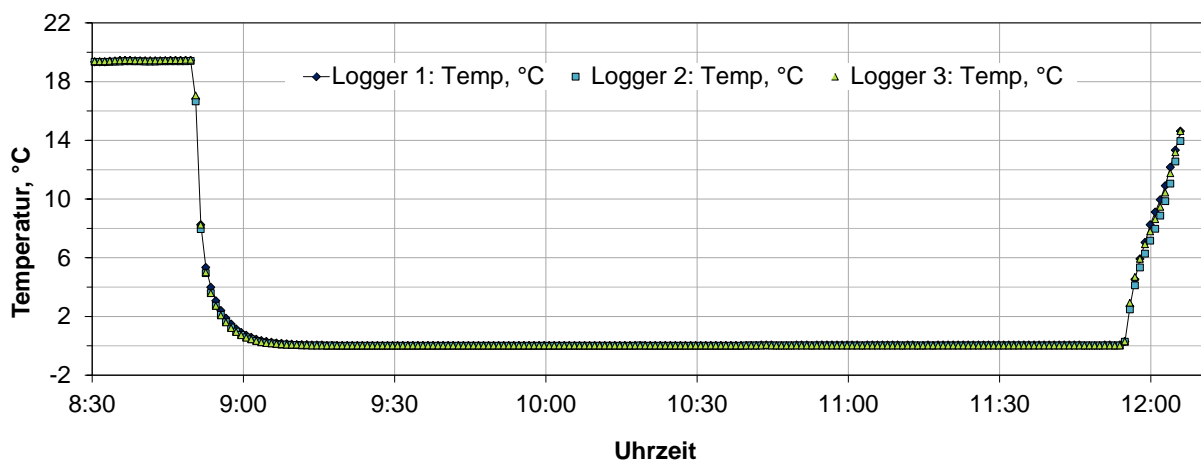


Abb. 6.8: Von den Temperatursensoren im Validierungsversuch aufgezeichnete Wassertemperatur

6.2.2.4 Installation der Messgeräte im Gewässer

Zur Verankerung der Messgeräte im Gewässer wurden handelsübliche Pflanzsteine eingesetzt. Die Steine wurden zustromseitig mit Drahtgeflecht versehen, um die Datenlogger vor Treibgut zu schützen ohne die Durchströmung zu stark zu beeinträchtigen (Abb. 6.9). Die Steine wurden von einer Brücke oder vom Ufer aus an einem Nylonseil im Bereich der höchsten Fließgeschwindigkeit bis auf die Sohle ins Gewässer gelassen und zum Auslesen der Daten wieder eingeholt.

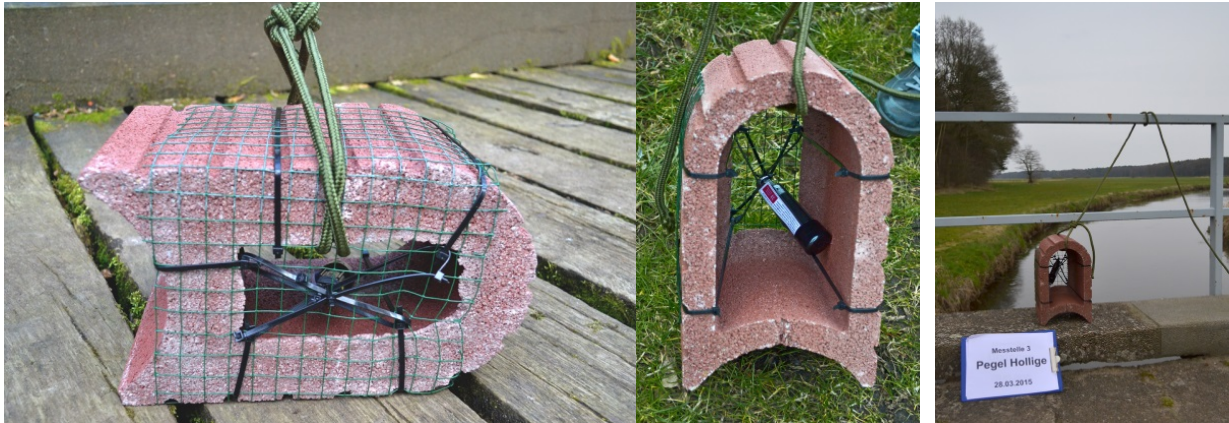


Abb. 6.9: Installation der Datenlogger im Gewässer (links und Mitte: handelsübliche Pflanzsteine als Einhausung und Verankerung, rechts: Einsetzen der Messgeräte ins Gewässer am Pegel Hollige, Fotos: K. Stein).

6.2.2.5 Auslesen der Messgeräte

Die Temperaturlogger wurden im Abstand von ca. vier Wochen zum Auslesen der registrierten Wassertemperatur aus dem Gewässer entnommen. Die Logger wurden gereinigt und über eine optische Schnittstelle mit einem Feldrechner verbunden (Abb. 6.10). Die Daten wurden überspielt und der Speicher der Messgeräte zurückgesetzt. Nach der Konfiguration wurden die Datenlogger wieder am Ankerstein befestigt und ins Gewässer eingesetzt.



Abb. 6.10: Auslesen des Datenspeichers über optische Schnittstelle (Bildquelle: Onset®, <https://www.onsetcomp.com/sites/all/themes/foilage/images/illustrations/HOBO-Water-Temp-Pro-Loggers.jpg>)

6.3 Berechnung der Gewässerbeschattung aus Parametern der Ufergehölzvegetation

Für die Ermittlung der Beschattung des Fließgewässerabschnitts kam das Modell SHADE2 (Li et al., 2012) zum Einsatz, das den beschatteten Anteil der Gewässeroberfläche in Abhängigkeit von Ort, Zeit und Eigenschaften des Gewässers und der Ufervegetation berechnen kann. Im Folgenden wird das Modellkonzept vorgestellt und erläutert, wie es für diese Untersuchung erweitert wurde.

6.3.1 Das Beschattungsmodell SHADE2 (Li et al., 2012)

SHADE2 wurde speziell für die Anwendung bei Simulationen der Wasserqualität in Abhängigkeit von der Strahlung an der University of Georgia, USA, entwickelt. Es berechnet den Anteil der Gewässeroberfläche an einem Gewässerquerschnitt, der im Schatten der Ufergehölze liegt und keine direkte Sonneneinstrahlung erfährt. Der Schatten setzt sich aus dem Schatten der Uferböschung und der Ufergehölzvegetation zusammen. Die Uferböschung wird als strahlungsundurchlässig angesehen. Da das Blätterdach der Ufergehölze Lücken aufweisen kann, wird der Parameter „Crown Density“ eingeführt. Er beschreibt den Anteil der direkten Sonneneinstrahlung, der durch Blätter und Triebe abgeschirmt wird und die Wasseroberfläche nicht erreichen kann. Er wird als zeitlich konstant angenommen und im Folgenden als Beschattungsdichte bezeichnet. Der Anteil der beschatteten Gewässeroberfläche wird demnach wie folgt berechnet (Glg. 6.1).

$$SD = \left(\frac{B_L + B_R + S_L \cdot D_L + S_R \cdot D_R}{WB} \right) \quad (6.1)$$

mit:	SD	Anteil der beschatteten Gewässeroberfläche	[-]
	B_L	Länge des Schattens des linken Ufers auf der Gewässeroberfläche	[m]
	B_R	Länge des Schattens des rechten Ufers auf der Gewässeroberfläche	[m]
	S_L	Länge des Schattens der Vegetation am linken Ufer auf der Gewässeroberfläche	[m]
	D_L	Beschattungsdichte der Vegetation am linken Ufer	[-]
	S_R	Länge des Schattens der Vegetation am rechten Ufer auf der Gewässeroberfläche	[m]
	D_R	Beschattungsdichte der Vegetation am rechten Ufer	[-]
	WB	Wasserspiegelbreite	[m]

Der Anteil der beschatteten Gewässeroberfläche SD beschreibt die Abschirmung der direkten kurzwelligen Sonneneinstrahlung. Im Wärmebilanzansatz des Wassertemperaturmodells wird nicht zwischen direkter und diffuser kurzwelliger Strahlung unterschieden. Aus diesem Grund wird angenommen, dass die prozentuale Abschirmung der diffusen Sonnenstrahlung gleichgesetzt werden kann mit der Abschirmung der direkten Sonnenstrahlung. Es wird also SD gleichgesetzt mit dem Koeffizienten für die Beschattung durch Ufergehölze C_S im Wassertemperaturmodell in Glg. 6.23. Loicq et al. (2018) verglichen diesen Ansatz mit einem Ansatz, der separate Beschattungskoeffizienten für diffuse und direkte Sonneneinstrahlung verwendet und erzielten vergleichbare Ergebnisse. Auch das Beschattungsmodul des ATV-Gewässergütemodells basiert auf dieser Annahme (ATV und DVWK, 2001).

Der Schattenwurf von Ufer und Vegetation ist zum einen vom Sonnenstand und zum anderen von den geometrischen Eigenschaften des Gewässers und der Ufergehölzvegetation abhängig. Der Sonnenstand an einem Ort variiert im Tages- und Jahresverlauf und ist über den Höhenwinkel Ψ und den Azimut Φ definiert. Er kann aus der geographischen Lage und der Zeit berechnet werden (vergl. Li et al., 2012). Die effektive Schattenlänge auf der Gewässeroberfläche wird aus der Schattenlänge und dem Winkel δ zwischen dem Azimut und der Gewässerachse berechnet (Abb. 6.11).

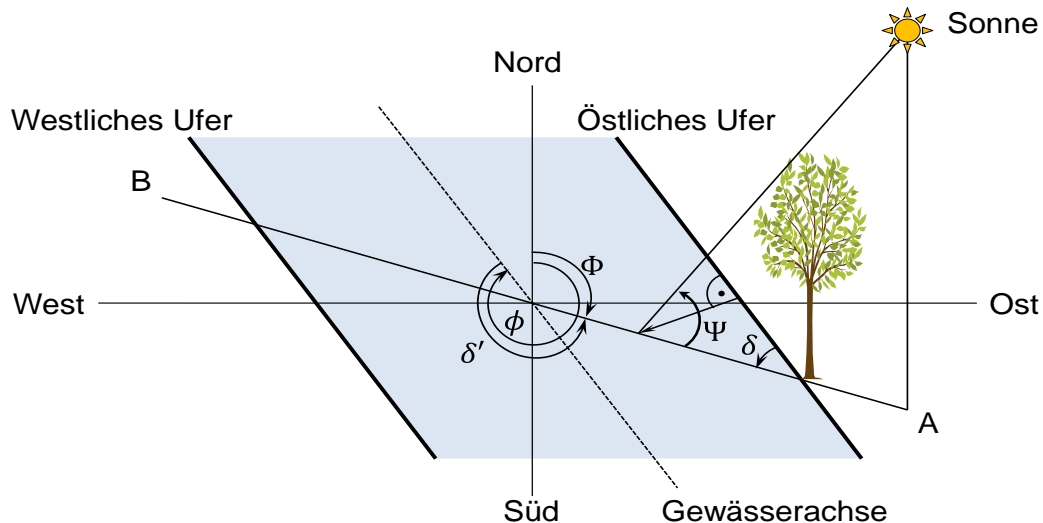


Abb. 6.11: Schattenwurf durch Ufergehölze auf die Gewässeroberfläche. Dicke schwarze Linien markieren die Ufer. Der orthogonale Pfeil vom östlichen Ufer stellt die effektive Schattenlänge auf der Gewässeroberfläche dar. Ψ Höhenwinkel der Sonne, ϕ Ausrichtung der Gewässerachse von Nord, Φ Azimut der Sonne von Nord, δ Differenz zwischen dem Azimut der Sonne und dem Azimut der Gewässerachse ($\delta = \Phi - \phi$), δ ist der Winkel zwischen Ufer und der Sonneneinstrahlung auf der Horizontalebene (verändert nach Li et al., 2012).

Für die Berechnung der Schattenlänge werden vereinfachende Annahmen für die Geometrie des Gewässers und der Vegetation getroffen. Jeder Abschnitt des Gewässers wird als gerade trapezförmige Rinne mit gleichmäßig und lückenlos verteilter Gehölzvegetation angesehen. Der Querschnitt der Gehölze wird als Dreieck approximiert, das durch die drei Parameter Höhe, Breite des Überhangs und Höhe des maximalen Überhangs definiert wird (Abb. 6.12).

Folgende Felddaten müssen vom Nutzer für jeden Gewässerabschnitt vorgehalten werden:

- Geographische Lagekoordinaten
- Ausrichtung der Gewässerachse
- Wasserspiegelbreite
- Uferhöhe
- Uferneigung
- Mittlere Gehölzhöhe
- Mittlere Breite des Überhangs
- Höhe des Überhangs
- Beschattungsdichte

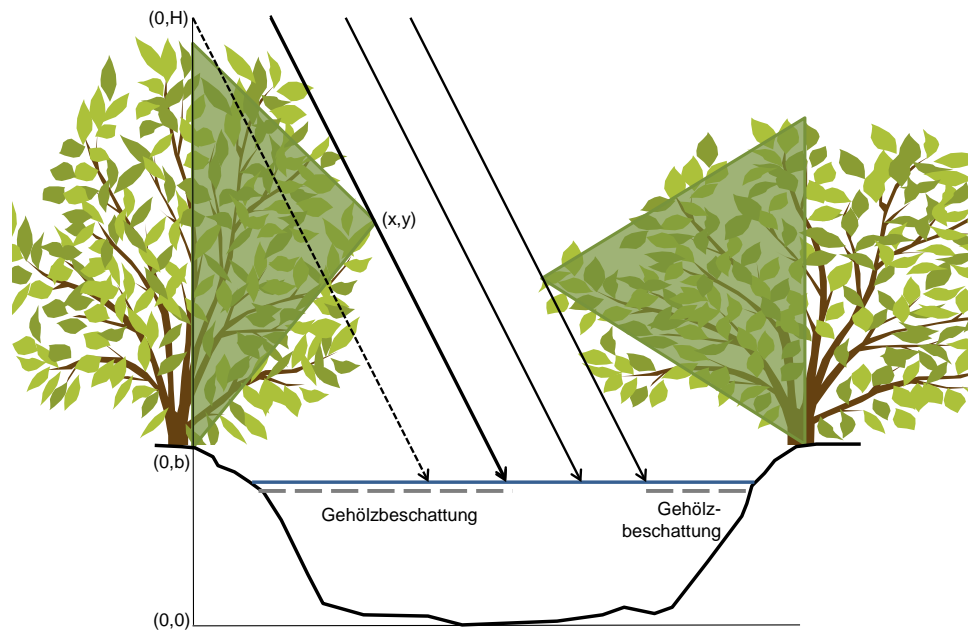


Abb. 6.12: Konzeptualisierung der Gehölzgeometrie als Dreiecke über die Stammhöhe (hier 0), die Kronenhöhe (H), Überhang (x) und Höhe des maximalen Überhangs (y), (verändert nach Li et al., 2012).

Li et al. (2012) identifizierten die Gehölzhöhe, die Breite des Überhangs und die Ausrichtung des Gewässers als besonders sensitive Parameter bei der Berechnung der Beschattung. Es ist als Stärke des Modells hervorzuheben, dass alle Parameter der Vegetation für beide Ufer unabhängig voneinander definiert werden können. Dennoch ergeben sich Grenzen für die Anwendbarkeit von SHADE2 in seiner ursprünglichen Form. So ist in der Realität die Ufergehölzvegetation eines Abschnittes nur selten lückenlos. Auch können phänologische Entwicklungsphasen laubabwerfender Gehölze und die damit einhergehende zeitliche Variabilität der Beschattungsdichte nicht berücksichtigt werden. Weiterhin simuliert das Modell nicht die Extinktion des Blätterdaches, sondern berechnet einen anteiligen Lichteinfall durch die Lücken einer sonst lichtundurchlässigen Gehölzkronen (Li et al., 2012).

6.3.2 Modellerweiterung

Die Ufergehölzvegetation des untersuchten Gewässerabschnitts ist sehr heterogen. Neben dicht bewaldeten Abschnitten gibt es viele Bereiche mit lückenhafter Vegetation. Um dennoch den beschatteten Anteil der Gewässeroberfläche eines Abschnitts mit SHADE2 berechnen zu können, wurde der Parameter Gehölzdichte neben der Dichte der Baumkronen (Kronendichte) eingeführt und in die Berechnung der Beschattungsdichte („Crown Density“) integriert.

Weiterhin sollte die Beschattung auch für unbelaubte Gehölze und Gehölze mit unvollständig entfaltetem bzw. teilweise abgeworfenem Laub berechnet werden, um alle phänologischen Phasen bei der Wassertemperatursimulation parametrisieren zu können. Dazu wurde die Kronendichte der laubabwerfenden Ufergehölze stufenweise angepasst.

Beide Erweiterungen haben nur auf den Parameter Beschattungsdichte Einfluss, dessen Ermittlung im Folgenden detailliert erläutert wird.

6.3.2.1 Ermittlung des Parameters Beschattungsdichte („Crown Density“ in SHADE2)

Da in SHADE2 keine weitere Möglichkeit zur Berücksichtigung der Gehölzdichte entlang des Gewässers besteht, wurde die Beschattungsdichte aus der Gehölzdichte multipliziert mit der Kronendichte, also der Laubdichte des Einzelbaumes, nach Glg. 6.2 berechnet.

$$D_B = \frac{D_G \cdot D_K}{100} \quad (6.2)$$

mit:	D_B	Beschattungsdichte („Crown Density“)	[%]
	D_G	Gehölzdichte	[%]
	D_K	Kronendichte	[%]

Dieses Vorgehen ist legitim, da bei der eindimensionalen Wassertemperatursimulation mit EPD-RIV1 jedem Gewässerabschnitt ein einheitlicher Wert für den Anteil der beschatteten Gewässer Oberfläche zugewiesen wird, der keinen direkten Ortsbezug hat.

Die Kronendichte D_K wurde in Abhängigkeit der Jahreszeit unter Berücksichtigung des Nadelgehölzanteils ermittelt (Glg. 6.3), (vergl. auch Nadelgehölzanteil in Abb. 7.5). Dabei wurde von der Annahme ausgegangen, dass Nadelgehölze ganzjährig eine Kronendichte von 90% aufweisen, während die Kronendichte der Laubgehölze in Abhängigkeit der Jahreszeit variiert. Die resultierende Kronendichte ergibt sich aus dem gewichteten Mittel aus Kronendichte der Nadelgehölze und Kronendichte der Laubgehölze. Die Gewichte ergeben sich aus dem Nadelgehölzanteil und (1- Nadelgehölzanteil) für die Laubgehölze.

$$D_K = a_{NG} \cdot D_{K_{NG}} + (1 - a_{NG}) \cdot D_{K_{LG}} \quad (6.3)$$

mit:	D_K	Kronendichte	[%]
	$D_{K_{NG}}$	Kronendichte der Nadelgehölze (ganzjährig 90%)	[%]
	$D_{K_{LG}}$	Kronendichte der Laubgehölze (variabel)	[%]
	a_{NG}	Anteil der Nadelgehölze	[-]

Die Kronendichte der Laubgehölze $D_{K_{LG}}$ in unterschiedlichen phänologischen Entwicklungsphasen wurde von der Kronendichte bei vollständiger Blattentfaltung im Sommer abgeleitet, die im Gelände ermittelt wurde. Die Winterkronendichte laubabwerfender Baumarten variiert in Abhängigkeit der Baumart, der Klimazone und der Standortbedingungen, des Baumalters und der Größe und liegt zwischen 25 und 60% (Konarska et al., 2014; Heisler, 1986; Youngberg, 1983; Wagar und Heisler, 1986). Daher wurde im Winterzeitraum von einer Kronendichte ausgegangen, die 40% der Kronendichte im Sommer entspricht. Vereinfachend wurde die Beschattung durch Ufergehölze in Zeiten eines wenig variablen Beschattungspotentials der Ufergehölzvegetation (vollständige Belaubung im Sommer und vollständige Entlaubung im Winter) als zeitlich konstant angenommen. In Zeiten der Blattentfaltung und des Blattfalls wurde die Beschattung der Ufergehölze in sieben bzw. zwei Stufen berechnet, wobei die Kronendichte linear zwischen Winter- und Sommerkronendichte interpoliert. Glg. 6.4 und Glg. 6.5 illustrieren beispielhaft die Berechnung der Kronendichte für einen zweistufigen Blattfall.

In Phase 1 wurde davon ausgegangen, dass der Blattfall zu 1/3 fortgeschritten ist, also noch 2/3 der Belaubung vorhanden sind. Die Kronendichte berechnete sich wie folgt:

$$D_{KLG_{BF1}} = (D_{KLG_S} - D_{KLG_W}) \cdot \frac{2}{3} + D_{KLG_W} \quad (6.4)$$

mit: $D_{KLG_{BF1}}$ Kronendichte der Laubgehölze in der ersten Phase des Blattfalls [%]
 D_{KLG_S} Kronendichte der Laubgehölze bei vollständiger Blattentfaltung [%]
 D_{KLG_W} Kronendichte der vollständig entlaubten Laubgehölze [%]

In Phase 2 wurde davon ausgegangen, dass der Blattfall zu 2/3 fortgeschritten ist, also noch 1/3 der Belaubung vorhanden ist. Die Kronendichte berechnete sich nach Glg. 6.5.

$$D_{KLG_{BF2}} = (D_{KLG_S} - D_{KLG_W}) \cdot \frac{1}{3} + D_{KLG_W} \quad (6.5)$$

mit: $D_{KLG_{BF2}}$ Kronendichte der Laubgehölze in der zweiten Phase des Blattfalls [%]

Die Berechnung der Beschattung erfolgte für alle Abschnitte, deren Parameter im Zuge der Kartierung (vergl. Abschnitt 6.2.1) aufgenommen wurden. Dabei wurde im Zeitschritt von einer Stunde gerechnet und anschließend die Beschattung für den jeweiligen Simulationszeitraum gemittelt.

6.3.3 Validierung des Modells

Da entlang des untersuchten Gewässerabschnitts die Ufergehölzvegetation über größere Strecken vorwiegend aus Weidengebüsch bestand, erfolgte, wie von Li et al. (2012) empfohlen, eine qualitative Prüfung des Modells für die Simulation der Beschattung durch niedrigere strauchartige Vegetation und bei morgendlichem und abendlichem Lichteinfall unter den Kronen der Gehölze. Dafür wurde ein Parametersatz angewendet, der 1,5 m hohe Weidenbüsche mit einem 0,5 m hohen Stamm am Ufer einer typischen Teilstrecke der Böhme beschreibt (Tab. 6.3). Mit diesem Parametersatz erfolgte die Simulation der Beschattung in Zeitschritten von einer Stunde am 21. März, 21. Juni, 23. September und 21. Dezember bei für den Böhme-Abschnitt häufig auftretender Ausrichtung der Gewässerlängsachse. Die Ergebnisse sind in Abb. 6.13 dargestellt.

Tab. 6.3: Parametersatz zur qualitativen Prüfung des SHADE2-Modells für die Simulation der Beschattung durch niedrigere strauchartige Vegetation.

Parameter [Einheit]	Wert
Ausrichtung der Gewässerachse [°]	0; 45; 90; 135
Wasserspiegelbreite [m]	12,0
Uferhöhe [m]	1,0
Uferneigung [Höhe : Breite]	1,0
Gehölzhöhe [m]	1,5
Stammhöhe [m]	0,5
Breite des Überhanges [m]	0,5
Höhe des Überhanges [m]	0,5
Kronendichte [%]	70
Abstand von der Uferböschung	0

Der simulierte Tagesgang der Beschattung zeigte immer den erwarteten U-förmigen Verlauf mit niedriger Beschattung bei hohem Sonnenstand zur Mittagszeit und hoher Beschattung bei tiefem Sonnenstand. Bei 45°-Ausrichtung der Gewässerlängsachse trat das „Mittagstief“ der Beschattung erst am Nachmittag auf, während es bei 135°-Ausrichtung am Vormittag auftrat. Das ist darauf zurückzuführen, dass die kleinste Beschattung dann zu beobachten ist, wenn die Sonne im Gleichen Winkel zur Nord-Süd-Achse steht wie die Längsachse des Gewässers. Die Asymmetrie im Tagesgang bei Nord-Süd-Ausrichtung des Gewässers (0°) ist auf die Verwendung mitteleuropäischer Zeit (MEZ) zurückzuführen. Bei Verwendung der wahren Ortszeit (WOZ) steht die Sonne um 12:00 Uhr im Zenit und der Tagesgang wäre symmetrisch.

Eine Besonderheit der Beschattung durch Ufergehölze mit Stamm ist, dass bei tiefem Sonnenstand in den Morgen- und Abendstunden die Sonne kurzzeitig unter den Kronen hindurchscheinen kann. Dadurch nimmt die Beschattung morgens und abends lokale Minima an. Dieser Effekt wurde sehr gut vom Beschattungsmodell abgebildet. Da nur die Kronen als beschattungswirksame Körper im Modell berücksichtigt werden, fiel die Beschattung nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang kurzzeitig auf 0%. Der Zeitschritt von einer Stunde reichte am 21. Juni nicht aus, um den kurzzeitigen Abfall der Beschattung aufzulösen, da zum Zeitpunkt der Sommersonnenwende die Sonne nur sehr kurzzeitig tief am Horizont steht. Am 21. März und 23. September wurden die lokalen Minima teilweise im Tagesgang sichtbar. Am 21. Dezember wurden sie immer trotz des großen Zeitschritts abgebildet.

Das Modellkonzept wird als geeignet angesehen, um die Wechselwirkungen zwischen im Tages- und Jahresverlauf variierenden Sonnenständen und der Geometrie des Gewässers und der Ufergehölze bei der Berechnung der Gewässerbeschattung realitätsnah abzubilden.

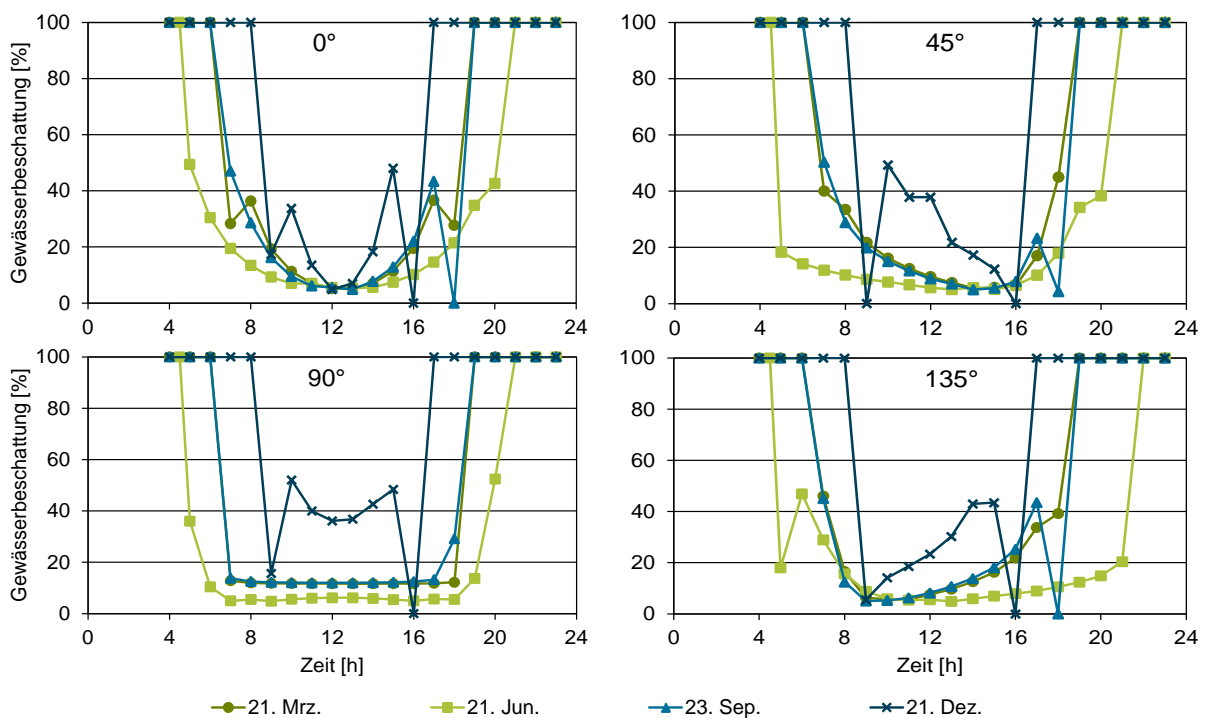


Abb. 6.13: Tagesgang der Gewässerbeschattung am 21. März, 21. Juni, 23. September und 21. Dezember bei unterschiedlicher Ausrichtung der Gewässerlängsachse (0°: Gewässer fließt von Nord nach Süd, 45°: Gewässer fließt von Nordost nach Südwest, 90°: Gewässer fließt von Ost nach West, 135°: Gewässer fließt von Südost nach Nordwest).

Neben der qualitativen Überprüfung auf der Punktskala erfolgte eine quantitative Validierung. Dazu wurde die mit dem erweiterten SHADE2 –Modell simulierte Gewässerbeschattung mit der im Feld geschätzten beschatteten Fläche der Böhme verglichen. Die Beschattungsschätzung erfolgte im Zuge der Kartierung der Ufergehölzparameter bei voll entwickelter Belaubung. Es wurde ein linearer Zusammenhang zwischen der berechneten und im Sommer beobachteten Gewässerbeschattung mit $R^2 = 0,88$ nachgewiesen (Abb. 6.14). Es wird also davon ausgegangen, dass das erweiterte Modell die Gewässerbeschattung auch bei lückenhafter Ufergehölzvegetation gut wiedergibt. Es wird aber darauf hingewiesen, dass sowohl die Erhebung der relevanten Vegetationsparameter als auch die direkte Bestimmung der Beschattung zum Zwecke der Validierung auf Schätzungen im Gelände beruhen, die vermutlich nicht frei von Beobachterfehlern sind.

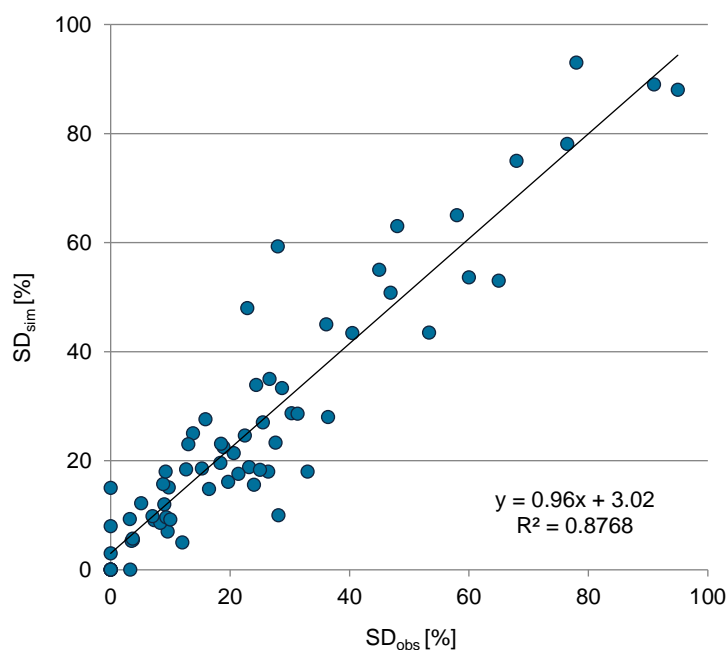


Abb. 6.14: Scatterplot des beobachteten (SD_{obs}) und simulierten (SD_{sim}) Anteils der beschatteten Gewässeroberfläche.

6.4 Ableitung der Vegetationsperiode der Ufergehölze

Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls der Laubgehölze sind periodisch wiederkehrende Wachstums- und Entwicklungserscheinungen der Pflanzen, sogenannte phänologische Phasen. Diese variieren an einem Ort vor allem durch den Einfluss der Witterung (Schnelle 1955). Viele phänologische Phasen einzelner Pflanzenarten werden in Deutschland in einem Beobachtungsprogramm des Deutschen Wetterdienstes festgehalten. Es liegen aber nur für sehr wenige Ufergehölze ausreichende phänologische Beobachtungsreihen vor. Die genaue Artenzusammensetzung der Ufergehölzvegetation ist in den meisten Modellstudien nicht bekannt. Von der potenziellen natürlichen Ufergehölzvegetation kann nicht ausgegangen werden, da die Uferstrandstreifen meist stark durch anthropogene Eingriffe verändert wurden. Aus diesen Gründen kann für die Beschreibung der jahreszeitlichen Entwicklung der Ufergehölzvegetation nicht auf phänologische Beobachtungen einzelner Ufergehölzarten zurückgegriffen werden.

Dennoch kann mithilfe der phänologischen Beobachtungen des DWD der Zeitraum der Blattentfaltung und des Blattfalls vergangener Jahre ermittelt werden, da die Reihenfolge phänologischer Erscheinungen im Allgemeinen in jedem Jahr gleich ist (Schnelle, 1955). Sie wird durch das Konzept der phänologischen Jahreszeiten systematisiert. So erfolgt die Blattentfaltung der Laubgehölze und Laubbäume im phänologischen Erst- und Vollfrühling, während der Blattfall der Laubgehölze im Spätherbst stattfindet (Schnelle, 1955). Der Beginn einer phänologischen Jahreszeit wird durch sogenannte Leitphasen bestimmt (Abb. 6.15). Die Blüte der Forsythie (*Forsythia suspensa* (Thunb.) Vahl) leitet den Erstfrühling und somit die Blattentfaltung der Gehölze ein. Diese ist mit dem Ende des Vollfrühlings, also dem Beginn des Frühsommers, abgeschlossen. Die entsprechende Leitphase ist die Blüte des Schwarzen Holunders (*Sambucus nigra* L.). Der Spätherbst beginnt mit der Blattverfärbung der Stiel-Eiche (*Quercus robur* L.) und endet mit ihrem Blattfall. In der vorliegenden Arbeit wird also aus den phänologischen Beobachtungen der Leitphasen auf Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls der Laubgehölze in der Vergangenheit geschlossen. Der Zeitraum zwischen dem Beginn der Blüte der Forsythie und dem Blattfall der Stiel-Eiche wird im Übrigen auch vom DWD seit 2012 als „Vegetationszeit“ definiert (Kaspar et al., 2014). Die Gewässerbeschattung wird bei der Simulation der Wassertemperatur dann in den entsprechenden Zeiträumen unterschiedlich parametrisiert (Abb. 6.16).



Abb. 6.15: Erscheinungsbild ausgewählter phänologischer Phasen. a) Blüte *Forsythia suspensa*, b) Blüte *Sambucus nigra*, c) Blattverfärbung *Quercus robur*, d) Blattfall *Quercus robur* (Bildquelle: DWD, 2015).

6.5 Auswertung phänologischer Beobachtungsdaten

In dieser Arbeit wurden phänologische Beobachtungsdaten als Referenz für die tatsächliche Vegetationsperiode im Gebiet des untersuchten Gewässerabschnittes der Böhme herangezogen. Diese Daten sind häufig fehlerbehaftet (vergl. Abschnitt 4.2.1.2). Deshalb erfolgte die Auswahl der Beobachtungsstationen und des Zeitraumes (6.5.1) in Hinblick auf eine Minimierung möglicher mikroklimatischer, genetischer und Beobachtereinflüsse sowie auf eine bestmögliche Repräsentation der Ufergehölzphänologie. Zudem wurden die Daten im Zuge der Aufbereitung einer eingehenden Qualitätskontrolle unterzogen (6.5.2).

6.5.1 Auswahl der phänologischen Beobachtungsstationen und des Beobachtungszeitraumes

Schnelle (1955) empfiehlt die Verwendung phänologischer Mittelwerte (Gebietsmittel, Phasenmittel), um Beobachtungsungenauigkeiten zu minimieren. Aus diesem Grund wurde zur Ermittlung des Eintrittstermins der ausgewählten phänologischen Phasen in einem Jahr jeweils der Mittelwert aus sieben Beobachtungsstationen gebildet. Dieses Vorgehen entspricht der Methode 1 von Häkkinen et al. (1995) zur Kombination phänologischer Zeitreihen (Schaber, 2005).

Als repräsentativ für die Phänologie der Ufergehölzvegetation wurden Stationen erachtet, die sich in der Umgebung der betrachteten Teilstrecke befinden und nicht weiter als 1000 Meter von einem Fließgewässer entfernt liegen (vergl. Abb. 6.1c und Tab. 6.4). Die Stationen Wolterdingen, Stellichte und Fallingbistel, Bad-Riepe wurden trotz ihrer größeren Entfernung zur Gewässerstrecke aufgrund des langen Beobachtungszeitraums hinzugezogen. Die Nähe zu einem Gewässer ist auch an diesen Stationen gegeben. Mit Ausnahme der Station Bosser Bruch liegen alle phänologischen Stationen weniger als 20 km von der meteorologischen Station Soltau entfernt. Estrella und Menzel (2006) verwendeten phänologische Stationen im Umkreis von 25 km von einer meteorologischen Station.

Der Zeitraum für die Ermittlung der vieljährigen Vegetationsperiode sollte für das Jahr 2015 repräsentativ sein und auf einer möglichst großen Datenbasis beruhen. Es wurden phänologische Beobachtungen aus 26 Jahren von 1991 bis 2016 ausgewertet. Dieser Zeitraum wird auch häufig vom DWD für die vieljährige Auswertung phänologischer Beobachtungen herangezogen (Bissolli, 2007; Bollmann, 2017), da die Datenbankeinträge ab 1991 durch eine Reformierung des Beobachtungsprogramms des DWD eine bessere Datenqualität aufweisen als ältere Einträge (Bruns, 2007).

Die für den Eintritt der ausgewählten phänologischen Phasen verfügbaren Beobachtungen sind in Tab. 6.4 dargestellt. Eine lückenlose Beobachtung wurde nur an der Station Wolterdingen und - mit Ausnahme eines Fehljahres der Blüte der Forsythie – an der Station Stellichte durchgeführt.

Tab. 6.4: Lage der phänologischen Beobachtungsstationen mit Anzahl der Beobachtungen und Beobachtungszeiträumen

Station		Anzahl Beobachtungen (n), Beobachtungszeiträume					
Nr. Bezeichnung	Höhe [m ü. NN]	Entfernung zur Gewässer- strecke [m]	Entfernung zu einem Gewässer [m]	Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	Blüte <i>Sambucus nigra</i>	Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	Blattfall <i>Quercus robur</i>
8260 Wolterdingen	75	17000	620	n = 26 1991-2016	n = 26 1991-2016	n = 26 1991-2016	n = 26 1991-2016
8133 Fallingbostel, Bad-Riepe	70	5200	955	n = 24 1991-2010, 2012-2015	n = 24 1991-2010, 2012-2015	n = 24 1991-2010, 2012-2015	n = 22 1991-1992, 1994-2000, 2002-2010, 2012-2015
8129 Dueshorn	45	2800	550	n = 13 1991-2003	n = 12 1991-1993, 1995-2003	n = 12 1991-1996, 1998-2003	n = 12 1991-1996, 1998-2003
8128 Bosser Bruch	20	1100	127	n = 12 1991-2002	n = 12 1991-2002	n = 12 1991-2002	n = 12 1991-2002
8132 Huenzingen	70	3000	512	n = 7 1991-1997	n = 7 1991-1997	n = 7 1991-1997	n = 7 1991-1997
8136 Uetzingen	45	145	145	n = 7 1991-1997	n = 5 1994-1997	n = 5 1994-1997	n = 6 1992-1997
8135 Stellichte	60	8600	620	n = 25 1991-2002, 2004-2016	n = 26 1991-2016	n = 26 1991-2016	n = 26 1991-2016

6.5.2 Qualitätskontrolle und Datenaufbereitung

Die Kontrolle der Datenqualität diente vor allem der Eliminierung des typischen 30-Tage-Protokollierungsfehlers, der durch seine deutliche Abweichung innerhalb eines Datenkollektivs erkennbar ist. Alle anderen Fehler sind nur schwer identifizierbar, da sie innerhalb der natürlichen Variabilität phänologischer Beobachtungen liegen (Schaber und Badeck, 2002).

Zunächst wurden zweifelhafte Werte, also Einträge mit der Kennzeichnung „zweifelhaft“ im Datensatz des DWD eliminiert. Weiterhin wurden Beobachtungsdaten der Blüte des Schwarzen Holunders an den Stationen Uetzingen und Stellichte aufgrund einer 30-tägigen Abweichung bei der weiteren Auswertung nicht berücksichtigt.

Unvollständige Beobachtungsreihen wurden durch Vergleich mit langjährigen benachbarten Beobachtungsstationen nach Schnelle (1955) aufgefüllt. Dazu wurde die mittlere Differenz der Beobachtungen an beiden Stationen über die Jahre gebildet, an denen an beiden Stationen Daten vorlagen. Die fehlende Beobachtung ergibt sich aus der Beobachtung an der langjährigen Nachbarstation im jeweiligen Jahr zuzüglich der mittleren Differenz.

Die über die Stationen gemittelten Zeitreihen der phänologischen Phasen wurden mit dem Mann-Kendall-Trendtest (Mann, 1945; Kendall und Gibbons, 1990) mit Anstieg nach Sen (1968) auf lineare Trends untersucht.

6.6 Berechnung der Vegetationsperiode mit phänologischen Temperatursummen-Modellen

Temperatursummen-Modelle ermitteln den Eintritt einer phänologischen Phase, indem die Tagesmitteltemperatur der Luft oberhalb einer definierten Basistemperatur aufsummiert wird, bis eine kritische Temperatursumme überschritten wird (vergl. Abschnitt 4.3.2.1). In dieser Arbeit wurde die kritische Temperatursumme für den Eintritt der phänologischen Leitphasen Beginn der Blüte von *Forsythia suspensa*, Beginn der Blüte von *Sambucus nigra*, Blattverfärbung von *Quercus robur* und Blattfall von *Quercus robur* mit drei Temperatursummen-Modellen nach Herms (2004) berechnet. Die Modelle unterschieden sich in der Berechnung der Temperatursumme, die über den Zeitraum eines Tages akkumuliert. Sie werden im Folgenden als Mittelwertmethode, modifizierte Mittelwertmethode und Sinuskurvenmethode bezeichnet und unter 6.6.1 vorgestellt. Als treibende meteorologische Größen gingen Tagestiefst- und Tageshöchsttemperaturen in die Modelle ein, die aus stündlichen Beobachtungen der Lufttemperatur an der Station Soltau ermittelt wurden.

Es wurden zwei Konzepte für die Festlegung der Basistemperatur verglichen. Zum einen erfolgte eine Berechnung der Basistemperatur nach Yang et al. (1995) (Abschnitt 0), zum anderen wurde mit einer Basistemperatur von 0°C gearbeitet, wie es von Snyder et al. (1999) empfohlen wurde.

Als Startdatum für die Akkumulation der Temperatur wurde der 1. Januar festgelegt. Das ist ein in vielen Studien mit Temperatursummen-Modellen in den mittleren Breiten dokumentiertes Vorgehen (z.B. Kalvāns et al., 2015; Fu et al., 2014; Herms, 2004).

Nach der Berechnung der Temperatursumme erfolgte die Ermittlung der für die phänologischen Phasen spezifischen kritischen Temperatursummen anhand phänologischer Beobachtungsdaten. Der beobachtete Phaseneintritt in einem Jahr ergab sich aus dem arithmetischen Mittel der Beobachtungen an allen betrachteten Stationen (vergl. Abschnitt 7.4). Die kritische Temperatursumme entsprach dem arithmetischen Mittel aus den jeweils am Tag des beobachteten Phaseneintritts erreichten Temperatursummen in den Jahren 1991 bis 1995 und 2006 bis 2014. Das entspricht einem Trainingszeitraum von 14 Jahren. Mit der so ermittelten kritischen Temperatursumme konnte der Eintritt der phänologischen Leitphasen für die Jahre 1996 bis 2005 und 2015 bis 2016 simuliert werden.

6.6.1 Berechnung der Temperatursumme

6.6.1.1 Mittelwertmethode

Bei der Anwendung der Mittelwertmethode gingen nur Tage, an denen die Tagesmitteltemperatur größer als die Basistemperatur ist, in die Berechnung der Temperatursumme ein (Glg. 6.6).

$$TS = \begin{cases} \sum_{t_0}^t \frac{(T_{max} + T_{min})}{2} - T_{Basis}, & \text{für } T_{max} > T_{Basis} \\ 0, & \text{für } T_{max} \leq T_{Basis} \end{cases} \quad (6.6)$$

mit:	TS	Temperatursumme	[°C]
	t_0	Startdatum	[Tag seit Jahresbeginn]
	t	Enddatum	[Tag seit Jahresbeginn]
	T_{max}	Tageshöchsttemperatur der Luft	[°C]
	T_{min}	Tagestiefsttemperatur der Luft	[°C]
	T_{Basis}	Basistemperatur	[°C]

6.6.1.2 Modifizierte Mittelwertmethode

Im Gegensatz zur Mittelwertmethode wurden durch die modifizierte Mittelwertmethode Tage berücksichtigt, an denen die Tageshöchsttemperatur die Basistemperatur übersteigt, auch wenn die Tagesmitteltemperatur kleiner als die Basistemperatur ist (Glg. 6.7). Damit wurde die Temperatursumme im Frühjahr, wenn die Tagesmitteltemperatur noch häufig unter die Basistemperatur fällt, genauer berechnet.

$$TS = \begin{cases} \sum_{t_0}^t \frac{(T_{max} + T_{min})}{2} - T_{Basis}, & \text{für } T_{min} > T_{Basis} \\ \sum_{t_0}^t \frac{(T_{max} + T_{Basis})}{2} - T_{Basis}, & \text{für } T_{max} > T_{Basis} > T_{min} \\ 0, & \text{für } T_{max} \leq T_{Basis} \end{cases} \quad (6.7)$$

6.6.1.3 Sinuskurvenmethode

Bei der Sinuskurvenmethode wird der Tagesgang der Lufttemperatur als Sinuskurve approximiert (Glg. 6.8 und 6.9). Die Temperatursumme wird aus der Fläche zwischen der Temperaturkurve und der Basistemperatur berechnet, wenn die Tagestiefsttemperatur kleiner und die Tageshöchsttemperatur größer als die Basistemperatur ist (Glg. 6.10).

$$TS = \begin{cases} \sum_{t_0}^t \frac{(T_{max} + T_{min})}{2} - T_{Basis}, & \text{für } T_{min} > T_{Basis} \\ \sum_{t_0}^t \int_{x_{t_1}}^{x_{t_2}} f(x_t) dx_t, & \text{für } T_{max} > T_{Basis} > T_{min} \\ 0, & \text{für } T_{max} \leq T_{Basis} \end{cases} \quad (6.8)$$

mit: x_t Zeit des Tages [T]
 x_{t_1} Zeitpunkt des Tages, wenn die Lufttemperatur die Basistemperatur übersteigt [T]
 x_{t_2} Zeitpunkt des Tages, wenn die Lufttemperatur unter die Basistemperatur fällt [T]

und:

$$f(x_t) = g \cdot \sin(2\pi(x_t - 0,35)) + h \quad (6.9)$$

$$\int f(x_t) dx_t = F(x_t) = h \cdot x_t - \frac{g \cdot \cos(2\pi(x_t - 0,35))}{2\pi} \quad (6.10)$$

$$\text{mit } g = \frac{(T_{max} - T_{min})}{2} \text{ und } h = \frac{(T_{max} + T_{min})}{2}.$$

Die Sinusfunktion (Glg. 6.9) wurde durch Anpassung der allgemeinen Sinusfunktion an die beobachteten Lufttemperaturen abgeleitet.

6.6.2 Berechnung der Basistemperatur nach Yang et al. (1995)

Die Basistemperatur ist eine statistische Schätzgröße in phänologischen Temperatursummen-Modellen für die Lufttemperatur, unter der keine Pflanzenentwicklung stattfindet (vergl. Abschnitt 4.3.2.1). Die wichtigsten Methoden zur Ermittlung der Basistemperatur sind die Minimierung der Standardabweichung der Temperatursumme (6.6.2.1) oder der Tage bis zum Phaseneintritt (6.6.2.2) sowie die Minimierung des Variationskoeffizienten der Temperatursumme (6.6.2.3) oder des Regressionskoeffizienten (6.6.2.4) (Yang et al., 1995). Dabei wird auf Grundlage des beobachteten Phaseneintritts und der in der Zeit bis zum Phaseneintritt beobachteten Lufttemperatur die Basistemperatur ermittelt, die zum besten oben genannten Zielkriterium führt. In dieser Arbeit wurde die Basistemperatur für die oben genannten phänologischen Leitphasen nach allen Methoden berechnet. Anschließend wurde ein Ergebnis für die Simulation des Phaseneintritts ausgewählt.

6.6.2.1 Kleinste Standardabweichung der Temperatursumme

$$T_{Basis} = \frac{\sum_{i=1}^n T_i d_i \sum_{i=1}^n d_i - n \sum_{i=1}^n d_i^2 T_i}{(n \sum_{i=1}^n d_i)^2 - n \sum_{i=1}^n d_i^2} \quad (6.11)$$

mit:	T_{Basis}	Basistemperatur	[°C]
	T_i	mittlere Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i	[°C]
	d_i	Anzahl der Tage zum Eintritt der Phase im Jahr i	[-]

6.6.2.2 Kleinste Standardabweichung der Tage bis zum Phaseneintritt

$$T_{Basis} = T - \frac{(\sum_{i=1}^n t_i d_i)^2 - n \sum_{i=1}^n t_i^2 d_i^2}{n \sum_{i=1}^n d_i^2 t_i - n \sum_{i=1}^n t_i d_i \sum_{i=1}^n d_i} \quad (6.12)$$

mit:	T_{Basis}	Basistemperatur	[°C]
	t_i	Differenz aus der mittleren Temperatur bis zum Eintritt der Phase über alle Jahre und der mittleren Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i	[°C]
	d_i	Anzahl der Tage zum Eintritt der Phase im Jahr i	[-]

6.6.2.3 Variationskoeffizient der Temperatursumme

$$T_{Basis} = \frac{\sum_{i=1}^n T_i d_i^2 \sum_{i=1}^n T_i d_i - \sum_{i=1}^n d_i \sum_{i=1}^n T_i^2 d_i^2}{\sum_{i=1}^n d_i^2 \sum_{i=1}^n T_i d_i - \sum_{i=1}^n d_i \sum_{i=1}^n T_i d_i^2} \quad (6.13)$$

mit:	T_{Basis}	Basistemperatur	[°C]
	T_i	mittlere Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i	[°C]
	d_i	Anzahl der Tage zum Eintritt der Phase im Jahr i	[-]

6.6.2.4 Regressionskoeffizient

$$T_{Basis} = \frac{\sum_{i=1}^n T_i \sum_{i=1}^n d_i T_i - n \sum_{i=1}^n d_i T_i^2}{\sum_{i=1}^n d_i \sum_{i=1}^n T_i - n \sum_{i=1}^n d_i T_i} \quad (6.14)$$

mit:	T_{Basis}	Basistemperatur	[°C]
	T_i	mittlere Temperatur bis zum Eintritt der Phase im Jahr i	[°C]
	d_i	Anzahl der Tage zum Eintritt der Phase im Jahr i	[-]

6.7 Berechnung der Vegetationsperiode mit dem Growing Season Index

Der Growing Season Index (GSI) nach Jolly et al. (2005) ist eine empirische Größe, die die saisonale Aktivität der Vegetation in Abhängigkeit von klimatischen Größen beschreibt. Der GSI ist das gleitende Mittel über 21 Tage des $iGSI$, der sich aus dem Produkt von einem Index für die Tagestiefsttemperatur iT_{min} , einem Index für das Wasserdampfdruckdefizit $iVPD$ und einem Index für die Tageslänge $iPhoto$ berechnet. Diese Indizes stellen zwischen 0 (keine „phänologische Leistung“⁶) und 1 (uneingeschränkte „phänologische Leistung“) normierte Faktoren dar, die die Entwicklung eines grünen Blätterdachs limitieren. Sie gehen im Tageszeitschritt in Glg. 6.15 ein.

$$iGSI(t) = iT_{min}(t) \cdot iVPD(t) \cdot iPhoto(t) \quad (6.15)$$

mit:	$iGSI$	Growing Season Index (Tageszeitreihe, $0 \leq iGSI \leq 1$)	[-]
	iT_{min}	Index für die Tagestiefsttemperatur (Tageszeitreihe, $0 \leq iT_{min} \leq 1$)	[-]
	$iVPD$	Index für das Wasserdampfdruckdefizit (Tageszeitreihe, $0 \leq iVPD \leq 1$)	[-]
	$iPhoto$	Index für die Tageslänge (Tageszeitreihe, $0 \leq iPhoto \leq 1$)	[-]

Jolly et al. (2005) gehen davon aus, dass die Entwicklung der Vegetation bei anhaltenden Tagestiefsttemperaturen von -2°C und darunter still steht und zwischen -2°C und 5°C eingeschränkt ist. An Tagen, an denen die Lufttemperatur 5°C nicht unterschreitet, wäre die Vegetationsentwicklung nicht temperaturlimitiert. Der Index für die Tagestiefsttemperatur iT_{min} wurde nach Glg. 6.16 berechnet.

$$iT_{min} = \begin{cases} 0, & \text{wenn: } T_{min} \leq -2^\circ\text{C}, \\ \frac{T_{min} - (-2^\circ\text{C})}{5^\circ\text{C} - (-2^\circ\text{C})}, & \text{wenn: } -2^\circ\text{C} < T_{min} < 5^\circ\text{C}, \\ 1, & \text{wenn: } T_{min} \geq 5^\circ\text{C}, \end{cases} \quad (6.16)$$

mit:	iT_{min}	täglicher Index für die Tagestiefsttemperatur	[-]
	T_{min}	Tagestiefsttemperatur	[°C]

Ebenso wird angenommen, dass bei einem Wasserdampfdruckdefizit von 900 Pa Trockenstress einsetzt und ab 4200 Pa die Vegetationsentwicklung aufgrund des vollständigen Verschließens der Spaltöffnungen der Blätter und der damit einhergehenden Einstellung des photosynthetischen Gasaustausches zum Stillstand kommt (Jolly et al., 2005). Der Index für das Wasserdampfdruckdefizit $iVPD$ wurde nach Glg. 6.17 berechnet.

⁶ “For each variable we set threshold limits, within which the relative phenological performance of the vegetation was assumed to vary from inactive (0) to unconstrained (1).” (Jolly et al. 2005)

$$iVPD = \begin{cases} 0, & \text{wenn: } VPD \geq 4100 \text{ Pa,} \\ 1 - \frac{VPD - 900 \text{ Pa}}{4100 \text{ Pa} - 900 \text{ Pa}}, & \text{wenn: } 900 \text{ Pa} < VPD < 4100 \text{ Pa,} \\ 1, & \text{wenn: } VPD \leq 900 \text{ Pa,} \end{cases} \quad (6.17)$$

mit: $iVPD$ täglicher Index für das Wasserdampfdruckdefizit [-]
 VPD Tagesmittel des Wasserdampfdruckdefizits der Luft [Pa]

Als dritten limitierenden Faktor der Vegetationsentwicklung geben Jolly et al. (2005) die Photoperiode bzw. die maximal mögliche Sonnenscheindauer an. Demnach soll eine uneingeschränkte Laubentwicklung bei einer maximal möglichen Sonnenscheindauer pro Tag von 11 Stunden oder mehr stattfinden, während weniger als 10 Stunden die Laubentwicklung vollständig hemmen sollen⁷. Daraus ergab sich folgender Zusammenhang für die Berechnung des Index für die Tageslänge (Glg. 6.18).

$$iPhoto = \begin{cases} 0, & \text{wenn: } Photo \leq 36000 \text{ s,} \\ \frac{Photo - 36000 \text{ s}}{39600 \text{ s} - 36000 \text{ s}}, & \text{wenn: } 36000 \text{ s} < Photo < 39600 \text{ s,} \\ 1, & \text{wenn: } Photo \geq 39600 \text{ s,} \end{cases} \quad (6.18)$$

mit: $iPhoto$ täglicher Index für die Tageslänge [-]
 $Photo$ maximal mögliche Sonnenscheindauer pro Tag [s]

Der GSI wurde für den gesamten Zeitraum von 1991 bis 2016 berechnet. Die dafür benötigten meteorologischen Informationen wurden von der Station Soltau des DWD bezogen. Alle Zeitangaben wurden von koordinierter Weltzeit (UTC) in mitteleuropäische Winterzeit (MEZ) umgerechnet. Die Tagestiefsttemperatur wurde aus Stundenwerten der Lufttemperatur ermittelt. Die Berechnung des Wasserdampfdruckdefizits erfolgte aus Stundenwerten der relativen Luftfeuchte und der Lufttemperatur. Dazu wurde zunächst der Sättigungsdampfdruck E_a für die aktuelle Lufttemperatur T_a aus der Magnus-Formel ermittelt (Glg. 6.19) und in Pascal (Pa) umgerechnet.

$$E_a = 6,1078 \text{ mbar} \cdot 10^{a \cdot T_{a,C} / (b + T_{a,C})} \quad (6.19)$$

mit: E_a Sättigungsdampfdruck [mbar]
 a, b Koeffizienten, $a=17,0809$, $b=234,175^\circ\text{C}$ für $T \geq 0$, sonst $a=17,8436$ $b=245,425^\circ\text{C}$
 $T_{a,C}$ aktuelle Lufttemperatur [$^\circ\text{C}$]

Aus dem Sättigungsdampfdruck $E_{a,Pa}$ und der relativen Luftfeuchte wurde das Wasserdampfdruckdefizit VPD berechnet (Glg. 6.20), da die Luftfeuchte nach Häckel (2012) als Verhältnis des Dampfdrucks E_{TP} zum Sättigungsdampfdruck definiert ist (Glg. 6.21).

⁷ "We assumed photoperiods of 10 h or less completely limited canopy development and 11 h or more allowed canopies to develop unconstrained." (Jolly et al. 2005)

$$VPD = E_{a,Pa} - \frac{F \cdot E_{a,Pa}}{100} \quad (6.20)$$

mit: VPD Wasserdampfdruckdefizit [Pa]
 $E_{a,Pa}$ Sättigungsdampfdruck [Pa]
 F relative Luftfeuchte [%]

$$F = \frac{E_{TP,Pa}}{E_{a,Pa}} \cdot 100\%. \quad (6.21)$$

mit: $E_{TP,Pa}$ Wasserdampfdruck [Pa]

Aus den Stundenwerten des Wasserdampfdruckdefizits wurden schließlich Tagesmittelwerte für die Verwendung in Glg. 6.17 berechnet.

Nach Jolly et al. (2005) kann aus dem Überschreiten des kritischen GSI von 0,5 im Frühjahr die Blattentfaltung („*leaf onset*“) und aus dem Unterschreiten von 0,5 im Herbst der Blattfall („*leaf offset*“) abgeleitet werden⁸. Die Autoren verglichen den GSI mit dem NDVI aus Satellitendaten und stellten so einen direkten Zusammenhang zum Blattflächenindex her. Aus diesem Grund wird die Annahme getroffen, dass das Ende der Blattentfaltung im Frühjahr mit dem initialen Erreichen des maximalen GSI von 1 einhergeht. Für das Ende des herbstlichen Blattfalls wird entsprechend das initiale Erreichen des minimalen GSI von 0 herangezogen. Da der GSI eine über 21 Tage gemittelte Größe darstellt, wurden jeweils drei kritische GSI-Werte für die Vorhersage des Endes von Blattentfaltung (GSI > 0,95; GSI > 0,97 und GSI > 0,99) und Blattfall (GSI < 0,02; GSI < 0,01 und GSI < 0,00) geprüft.

⁸ „Modeled leaf onset was defined as the time when GSI exceeded 0.5 in the spring and leaf offset was defined as the time when GSI dropped below 0.5 in the fall.“ (Jolly et al. 2005)

6.8 Modellierung der Wassertemperatur

6.8.1 Modellsoftware EPD-RIV1

6.8.1.1 Allgemeines

EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002) ist ein eindimensionales (querschnittsgemitteltes) hydrodynamisches Wasserqualitätsmodell, das für die Georgia Environmental Protection Division des Georgia Department of Natural Resources und die U.S. Environmental Protection Agency entwickelt wurde. Es stellt eine umfangreiche Weiterentwicklung des dynamischen CE-QUAL-RIV1-Modells von der U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station dar.

Das Modell ist für die Simulation und Analyse von dynamischen Zuständen in Fließgewässern konzipiert worden. Es besteht aus einem Modul für die Berechnung der Hydrodynamik (EPD-RIV1H) und einem Modul für die Simulation der Wasserqualität (EPD-RIV1Q). Die Ergebnisse aus dem Hydrodynamikmodul werden mit einer Verknüpfungsdatei an das Wasserqualitätsmodul übergeben.

Das Wasserqualitätsmodul kann folgende 16 Parameter simulieren:

- 1) Wassertemperatur
- 2) Biochemischer Sauerstoffbedarf durch kohlenstoffhaltige Verbindungen (CBOD)
- 3) CBOD2 (zweiter CBOD-Typ)
- 4) Biochemischer Sauerstoffbedarf durch stickstoffhaltige Verbindungen (NBOD)
- 5) Organischer Stickstoff
- 6) Ammoniakstickstoff
- 7) Nitrat- und Nitrit-Stickstoff
- 8) Gelöster Sauerstoff
- 9) Organischer Phosphor
- 10) Phosphate
- 11) Algen
- 12) Gelöstes Eisen
- 13) Gelöstes Mangan
- 14) Coliforme Bakterien
- 15) Frei wählbarer Inhaltsstoff 1
- 16) Frei wählbarer Inhaltsstoff 2

EPD-RIV1 wird von der United States Environmental Protection Agency (US EPA) und dem Georgia Environmental Protection Department (GA EPD) für die Ermittlung von Mindestabflüssen und zulässiger Einleitungen in Fließgewässer im US Bundesstaat Georgia eingesetzt (US EPA, 2006; GA EPD, 2015; Sharma und Kansal, 2013). Das Modellsystem kann unter <http://epdsoftware.wileng.com/Download.htm> kostenlos herunter geladen werden (Wilson, 2003).

6.8.1.2 Simulation der Hydrodynamik mit EPD-RIV1

Das hydrodynamische Modul EPD-RIV1H berechnet Abflüsse, Wassertiefen, Fließgeschwindigkeiten, Wasserspiegellagen und weitere hydraulische Größen basierend auf Massen- und Impulserhaltung. Dafür wird die St. Venant-Gleichung numerisch mit einem vier-Punkte impliziten Finite-Differenzen-Verfahren gelöst. Die zeitliche und räumliche Diskretisierung erfolgt anhand von einem Netz aus Knotenpunkten in einem Abstand von Δx_i im Raum und Δt_j in der Zeit (Abb. 6.17). Für eine Vorhersage am Punkt β werden die Modellgleichungen an den vier umliegenden Netzknoten gelöst und das gewichtete Mittel berechnet.

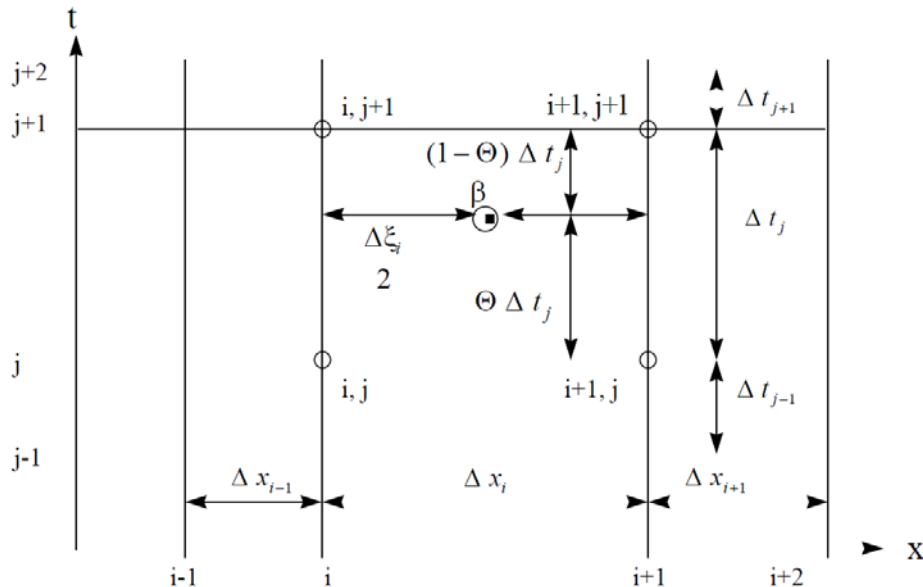


Abb. 6.17: Diskretisierung des Fließgewässersystems in EPD-RIV1 (Martin und Wool, 2002).

6.8.1.3 Simulation der Wassertemperatur mit EPD-RIV1

Die Wassertemperatur wird in EPD-RIV1 im Wasserqualitätsmodul berechnet. Dazu wird die allgemeine Gleichung der Massenerhaltung von Wasserinhaltsstoffen (Glg. 6.22) herangezogen.

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \alpha}{\partial x} = D \frac{\partial^2 \alpha}{\partial x^2} + \frac{q}{A} (\varphi - \alpha) - K_s \alpha + SINKS \quad (6.22)$$

mit:	α	Konzentration	$[M L^{-3}]$
	\bar{u}	mittlere Geschwindigkeit	$[L T^{-1}]$
	t	Zeit	$[T]$
	x	Weg entlang der Fließstrecke	$[L]$
	D	Dispersionskoeffizient	$[L^2 T^{-1}]$
	q	Zuflussrate seitlicher Zuflüsse	$[L^3 T^{-1}]$
	A	Querschnittsfläche	$[L^2]$
	φ	Konzentration im seitlichen Zufluss	$[M L^{-3}]$
	K_s	Raten biochemischer Aufnahme/Abbaus (+) bzw. Wachstumsraten (-)	$[T^{-1}]$
	$SINKS$	Biochemische Quellen und Senken	$[M L^{-3} T^{-1}]$

Die Terme auf der linken Seite der Glg. 6.22 stellen die zeitliche Veränderung der Stoffkonzentration und die Advektion dar. Auf der rechten Seite werden die Diffusion, seitliche Zuflüsse und Entnahmen, biochemische Umwandlung und interne und externe Quellen und Senken abgebildet. Dabei beeinflussen biochemische Umwandlungen einen bestimmten Wasserinhaltsstoff, z.B. durch biochemischen Abbau. Durch den Term für Quellen und Senken können externe Quellen oder die Bildung einer Substanz aus einem anderen Wasserinhaltsstoff berücksichtigt werden (z.B. die Bildung von Nitrat aus Ammonium bei der Nitrifikation).

Bei der Simulation der Wassertemperatur gilt $\alpha \equiv T$. Mit den Termen für die Umwandlung und die Quellen und Senken müssen alle Wärmeeinträge und -abgaben zum Volumenelement erfasst werden, die nicht aus der Advektion, der Diffusion und seitlichen Zuflüssen herrühren.

In EPD-RIV1 sind ein Gleichgewichtstemperaturansatz und ein vollständiger Wärmebilanzansatz implementiert. Auf den Gleichgewichtstemperaturansatz wird nicht weiter eingegangen, da er in dieser Arbeit nicht zur Anwendung kam.

Der Wärmebilanzansatz in EPD-RIV1 entspricht im Wesentlichen dem des QUAL2-Models (Brown und Barnwell, 1987), der die kurzwellige und langwellige Nettostrahlung, Verdunstungswärme und Wärmeleitung berücksichtigt. Wärmeeinträge und -verluste mit Ausnahme der seitlichen Zuflüsse werden beschrieben durch Glg. 6.23.

$$H_N = H_S(1 - C_S) + H_L - H_E - H_B \pm H_C \quad (6.23)$$

mit:	H_N	Nettowärmeaustausch	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	H_S	kurzwellige Nettostrahlung	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	H_L	langwellige Nettostrahlung	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	H_E	Verdunstungswärme	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	H_B	langwellige Rückstrahlung	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	H_C	Wärmeleitung an der Oberfläche und der Gewässersohle	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	C_S	Koeffizient für die Beschattung durch Ufergehölze	$[-]$

Jeder Wärmeterm wird separat berechnet um den Nettowärmeaustausch H_N zu ermitteln. Daraus wird dann die Temperaturänderung des Wassers bestimmt (Glg. 6.24).

$$\Delta T = \frac{H_N}{\rho \cdot C_P \cdot t_h} \quad (6.24)$$

mit:	ΔT	Temperaturänderung	$[\text{K s}^{-1}]$
	H_N	Nettowärmeaustausch	$[\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
	ρ	Dichte des Wassers	$[\text{kg m}^{-3}]$
	C_P	Wärmekapazität des Wassers	$[\text{W kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
	t_h	hydraulische Tiefe (Abflussquerschnitt/Wasserspiegelbreite)	$[\text{m}]$

Die Dichte und die Wärmekapazität des Wassers werden als konstant angenommen. Interne Wärmequellen, wie beispielsweise exotherme chemische und biologische Abbauprozesse oder Reibung, werden vernachlässigt. Ebenso wird auch ein möglicher Wärmeeintrag durch Niederschläge nicht berücksichtigt.

Die Wärmebilanzberechnung benötigt neben Beobachtungen der Wassertemperatur (Rand- und Anfangsbedingungen) und geographischen Ortskenndaten (Länge, Breite, Höhe) meteorologische Beobachtungen der Luft- und Taupunkttemperatur, der Windgeschwindigkeit, der Wolkenbedeckung oder der Globalstrahlung sowie des Luftdruckes.

Alle Berechnungen in EPD-RIV1 erfolgen in englischen Maßeinheiten. So werden in den folgenden Gleichungen Wärmemengen in *British heat units* (Btu), Längen in *feet* (ft), Massen in *pound* (lb), Druck in *inches* Quecksilbersäule (inHg), Geschwindigkeit in *miles per hour* (mph) und Temperaturen z. T. in Grad Fahrenheit (°F) bzw. Grad Rankine (°Ra) angegeben.

Die kurzwellige Nettostrahlung H_S wird unter Berücksichtigung des Sonnenstands, der Streuung und Adsorption in der Atmosphäre sowie der Reflektion von der Wasseroberfläche auf Stundenbasis berechnet (Glg. 6.25).

$$H_S = H_0 \cdot a_t \cdot (1 - R_S) \cdot (1 - 0,65C_L^2) \quad (6.25)$$

mit:	H_S	kurzwellige Nettostrahlung	[Btu ft ⁻² h ⁻¹]
	H_0	Strahlung an der oberen Atmosphäre	[Btu ft ⁻² h ⁻¹]
	a_t	atmosphärischer Transmissionsterm	[-]
	R_S	Albedo	[-]
	C_L	Wolkenbedeckungsgrad	[-]

Für eine ausführliche Darstellung der Modellgleichungen für die kurzwellige Nettostrahlung wird auf Brown und Barnwell (1987) verwiesen.

Die Ermittlung der langwelligen Nettostrahlung H_L erfolgt durch Glg. 6.26.

$$H_L = [2,89 \cdot 10^{-6}] \cdot \sigma \cdot (T_{a,F} + 460)^6 \cdot (1 + 0,17C_L^2) \cdot (1 - R_L) \quad (6.26)$$

mit:	H_L	langwellige Nettostrahlung	[Btu ft ⁻² h ⁻¹]
	σ	Stefan-Boltzman-Konstante	[Btu ft ⁻² h ⁻¹ °Ra ⁻⁴]
	$T_{a,F}$	Lufttemperatur in 2 m Höhe	[°F]
	R_L	Reflektivität der Wasseroberfläche	[-]
	C_L	Wolkenbedeckungsgrad	[-]

Die Berechnung der langwelligen Rückstrahlung von der Wasseroberfläche H_B beruht auf dem Stefan-Boltzmann-Gesetz (Glg. 6.27).

$$H_B = 0,97 \cdot \sigma \cdot (T_S + 460)^4 \quad (6.27)$$

mit:	H_B	langwelligen Rückstrahlung von der Wasseroberfläche	[Btu ft ⁻² h ⁻¹]
	T_S	Temperatur der Wasseroberfläche	[°F]

Der Wärmeverlust durch Verdunstung H_E berechnet sich in EPD-RIV1 über Glg. 6.28.

$$H_E = \gamma \cdot H_{EL} \cdot E \quad (6.28)$$

mit:	H_E	Verdunstungswärme	[Btu ft ⁻² h ⁻¹]
	γ	Dichte des verdunsteten Wassers	[lb ft ⁻³]
	H_{EL}	latente Verdunstungswärme	[Btu lb ⁻¹]
	mit	$H_{EL} = 1084 - 0,5T_s$	(6.29)
	E	Verdunstungsrate	[ft h ⁻¹]

Der fühlbare Wärmestrom wird in EPD-RIV1 bei der Verdunstungsberechnung vernachlässigt. Die Verdunstungsrate E berechnet sich nach Glg. 6.30.

$$E = (c + d v_W) \cdot (e_s - e_a) \quad (6.30)$$

mit:	c, d	Konstanten: $c = 6,8 \cdot 10^{-4} \text{ ft h}^{-1} \text{ inHg}^{-1}$, $d = 2,7 \cdot 10^{-4} \text{ ft inHg}^{-1} \text{ miles}^{-1}$	
	v_W	Windgeschwindigkeit in 2 Metern Höhe	[miles h ⁻¹]
	e_s	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur der Wasseroberfläche	[inHg]
	mit	$e_s = 0,1001^{(0,03 T_s)} - 0,0837$	(6.31)
	e_a	Wasserdampfdruck in 2 Metern Höhe	[inHg]

Die Wärmeleitung an der Gewässer Oberfläche H_{C_O} wird aus der Proportionalität der Konvektion zur Verdunstungswärme (Bowen-Verhältnis) ermittelt. Das Bowen-Verhältnis B ist in Glg. 6.32 dargestellt.

$$B = \frac{H_{C_O}}{H_E} = C_B \left(\frac{T_s - T_{a,F}}{e_s - e_a} \right) \frac{P_a}{29,92} \quad (6.32)$$

mit:	C_B	Koeffizient: $C_B \cong 0,01$	[-]
	P_a	Luftdruck	[inHg]

Daraus folgt für die Wärmeleitung H_{C_O} :

$$H_{C_O} = \gamma \cdot H_L \cdot (c + d v_W) \cdot (0,01 \cdot \frac{P_a}{29,92}) \cdot (T_s - T_{a,F}) \quad (6.33)$$

Im Gegensatz zu QUAL2-E (Brown und Barnwell, 1987) kann die Wärmeleitung an der Gewässersohle H_{C_B} mit EPD-RIV1 berücksichtigt werden. Dazu wird Glg. 6.22 um den Term $K_B (T_B - T_s)$ erweitert. Dabei ist K_B der Bodenwärmetransferkoeffizient in d⁻¹ und T_B die Temperatur der Gewässersohle in °C. Beide Parameter werden vom Anwender vorgegeben.

6.8.2 Modellaufbau und Parametrisierung

Für den Fließgewässerabschnitt der Böhme wurde anhand von Querprofilen ein eindimensionales Modell erstellt, dessen Abflussgeschehen im Simulationszeitraum durch hydrologische Beobachtungen am oberen Zufluss und simulierte seitliche Zuflüsse nachgebildet wurde. Informationen zu Wärmeeinträgen aus der Atmosphäre wurden aus meteorologischen Beobachtungen gewonnen. Im folgenden Abschnitt wird zunächst ein Überblick über Ursprung und Aufbereitung der Eingangsdaten gegeben. Anschließend wird auf die Kalibrierung und Validierung des Modells eingegangen.

6.8.2.1 Eingangsdaten

a) Gewässergeometrie

Die Geometrie des Fließgewässerabschnitts wurde anhand von Vermessungsdaten der Gewässersohle der Böhme nachgebildet, die vom NLWKN im Jahr 2010 zur Verfügung gestellt wurden. Anhand der geographischen Lage der 148 Querprofile mit je 5 bis 14 Messpunkten wurde eine eindimensionale Abbildung der Abflussrinne generiert (Abb. 6.18). Querbauwerke und natürliche Verengungen des Fließquerschnitts wurden damit berücksichtigt.

Um eine realistische und numerisch stabile Berechnung der hydrodynamischen Größen auch im Hochwasserfall sicherzustellen, wurden die Vermessungsdaten der Gewässersohle um Geländehöhen des Gewässervorlandes aus einem digitalen Geländemodell mit 5 Metern Auflösung ergänzt. Ein Beispiel für ein typisches Querprofil der Böhme ist in Abb. 6.19 dargestellt.

Da EPD-RIV1 mit englischen Maßeinheiten rechnet, wurden alle Datensätze zur Gewässergeometrie in *feet* (ft) erstellt.

b) Hydrologie

Der obere Zufluss zur Gewässerstrecke wurde durch beobachtete Tagesmittelwerte des Abflusses am Pegel Brock nachgebildet. Es lagen tägliche Messdaten des NLWKN vor.

An den Zuflüssen zur Böhme im simulierten Abschnitt gibt es keine Beobachtungsstationen. Aus diesem Grund wurde auf simulierte Abflüsse zurückgegriffen, die mit dem Wasserhaushaltsmodell PANTA RHEI berechnet wurden. Das Modellsystem PANTA RHEI (LWI-HYWAG und IfW, 2017) ist ein Produkt langjähriger Entwicklungsarbeit an der Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz (HYWAG) des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau (LWI) an der TU Braunschweig und der Hartung + Partner Ingenieurgesellschaft für Wasserbau mbH, Braunschweig. Es wurde erfolgreich für die Bearbeitung nationaler und internationaler Projekte (z.B. Meon et al., 2017; Le et al., 2017; Hölscher et al., 2017) und wissenschaftliche Untersuchungen (z.B. Förster, 2013; Kreye, 2015; Gocht und Meon, 2016) eingesetzt. Die Simulation der seitlichen punktuellen und diffusen Zuflüsse zum Abschnitt der Böhme erfolgten im Rahmen des Projektes KliBiW (Hölscher et al., 2017) und wurden abteilungsintern für diese Untersuchung zur Verfügung gestellt. Dabei wurde mit dem Wasserhaushaltsansatz gearbeitet und beobachtete meteorologische Daten (Niederschlag, Lufttemperatur, Wind, Strahlung und Luftfeuchte) verwendet. Die diffusen lateralen Zuflüsse aus einer Teilfläche werden dem Gewässerlauf an einem Querprofil zugeführt (Abb. 6.18). Eine echte diffuse Zugabe über einen Abschnitt ist nicht möglich. Alle Eingangsdatensätze des Abflusses wurden in der Einheit *cubic feet per second* [$\text{ft}^3 \text{s}^{-1}$] erstellt.

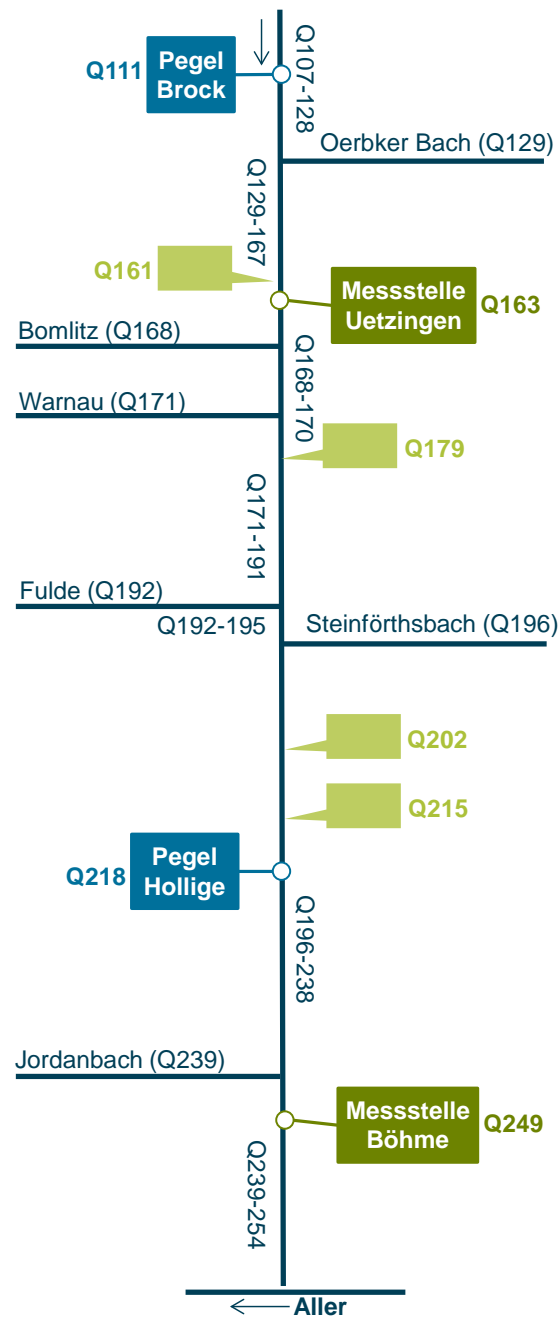


Abb. 6.18: Eindimensionales Gewässersmodell mit punktuellen (dunkelblau) und diffusen (hellgrün) lateralen Zuflüssen. Die Beschriftung gibt die interne Bezeichnung der Querprofile Q107 bis Q254 an.

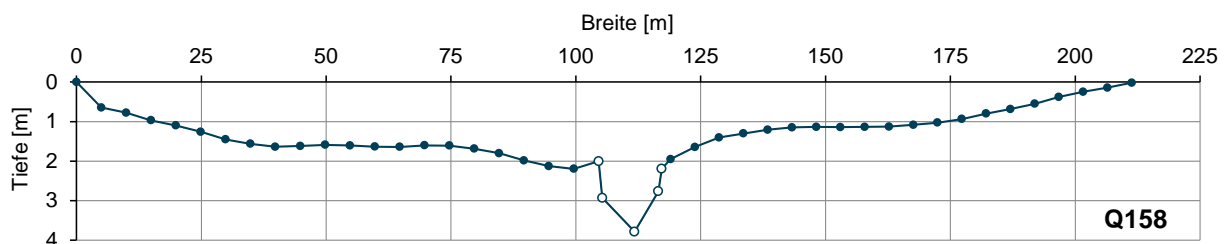


Abb. 6.19: Gewässergeometrie am Profil Q158 (überhöhte Darstellung). Die ungefüllten Punkte stammen aus der Gewässervermessung, die gefüllten aus dem digitalen Geländemodell.

c) Meteorologie

Zur Nachbildung der meteorologischen Randbedingungen bei der Simulation der Wassertemperatur wurden stündliche Stationsmessungen des DWD an der Station Soltau (Stationsnummer 4745) herangezogen. Die Station befindet sich bei 9,83 °östlicher Länge und 53° nördlicher Breite auf 77 m ü. NN und ist die nächstgelegene aktive Station zum Gewässerabschnitt. Sie befindet sich 8,5 km vom Beginn des Fließgewässerabschnitts und 30 km von der Mündung der Böhme in die Aller entfernt.

Folgende meteorologische Größen werden für die Simulation der Wassertemperatur mit dem Wärmebilanzansatz in EPD-RIV1Q benötigt:

- 1) Lufttemperatur [°F]
- 2) Relative Luftfeuchte [%]
- 3) Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [miles h⁻¹]
- 4) Globalstrahlung [kJ m⁻²]
- 5) Luftdruck [inHg]

Im Folgenden wird die Aufbereitung der meteorologischen Daten der Station Soltau für die Wassertemperatursimulation erläutert.

1) Lufttemperatur

Die Stundenwerte der Lufttemperatur der Station Soltau wurden von Grad Celsius in Grad Fahrenheit umgerechnet (Glg. 6.34).

$$T_{a,F} = T_{a,C} \cdot 1,8 + 32^{\circ}\text{F} \quad (6.34)$$

mit:	$T_{a,F}$	Temperatur in Grad Fahrenheit	[°F]
	$T_{a,C}$	Temperatur in Grad Celsius	[°C]

2) Relative Luftfeuchte

Die relative Luftfeuchte lag in der Einheit Prozent vor und konnte ohne weitere Umrechnung in das Modell übernommen werden.

3) Windgeschwindigkeit

Da die Windgeschwindigkeit standardmäßig in 10 m Höhe gemessen wird, in das Modell aber die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe eingeht, erfolgte eine Höhenkorrektur nach Davenport (1960) mit Glg. 6.35.

$$v_1 = v_0 \cdot \left(\frac{h_1}{h_0}\right)^c \quad (6.35)$$

mit:	v_1	Windgeschwindigkeit in der Höhe h_1	$[\text{m s}^{-1}]$
	v_0	bekannte Windgeschwindigkeit in der Höhe h_0	$[\text{m s}^{-1}]$
	h_1	Höhe der unbekannten Windgeschwindigkeit	$[\text{m}]$
	h_0	Höhe der bekannten Windgeschwindigkeit	$[\text{m}]$
	c	Koeffizient, abhängig von Umgebungsbedingungen	$[-]$

Das Gelände wurde in die Kategorie „Ackerland mit zahlreichen Wäldern und weiträumigen, aus hohen Bäumen bestehenden Windschutzstreifen“ eingeordnet. Daraus ergab sich für den Umgebungskoeffizienten $c = 0,40$. Die Windgeschwindigkeit in *miles per hour* $[\text{miles h}^{-1}]$ folgt aus Glg. 6.36.

$$v_{1, \text{mph}} = \frac{v_1}{2,237} \quad (6.36)$$

mit:	v_1	Windgeschwindigkeit in m s^{-1}	$[\text{m s}^{-1}]$
	$v_{1, \text{mph}}$	Windgeschwindigkeit in <i>miles h</i> ⁻¹	$[\text{miles h}^{-1}]$

4) Globalstrahlung

Die Globalstrahlung in stündlicher Auflösung wurde aus der Sonnenscheindauer, dem Tag seit Jahresbeginn, dem Sättigungsdampfdruck und den Ortskoordinaten der Station nach Revfeim (1981) und Stull (2009) berechnet. Der Parameter für die Transmission der Wolken wurde an Messdaten der kurzwelligen Strahlung an der Station Braunschweig kalibriert und auf 0.3198 gesetzt. Der Sättigungsdampfdruck E_a folgt aus der Magnus-Formel (Glg. 6.19 im Abschnitt 6.7) und der Lufttemperatur. Im Anschluss erfolgte die Umrechnung der Einheiten nach Glg. 6.37.

$$G_W = G_{kJ} \cdot 3,6 \quad (6.37)$$

mit:	G_W	Globalstrahlung in W/m^2	$[\text{W/m}^2]$
	G_{kJ}	Globalstrahlung in kJ/m^2	$[\text{kJ/m}^2]$

5) Luftdruck

Der Luftdruck der Station Soltau wurde von hPa in *inches* Quecksilbersäule umgerechnet (Glg. 6.38).

$$P_{a, \text{inHg}} = P_{a, \text{hPa}} \cdot 0,02953 \quad (6.38)$$

mit:	$P_{a, \text{inHg}}$	Luftdruck in inHg	$[\text{inHg}]$
	$P_{a, \text{hPa}}$	Luftdruck in hPa	$[\text{hPa}]$

Alle Zeitangaben wurden von koordinierter Weltzeit (UTC) in mitteleuropäische Winterzeit (MEZ) umgerechnet.

d) Wassertemperatur

Die Beschreibung der Wassertemperatur am oberen Modellrand und an den punktuellen seitlichen Zuflüssen erfolgte über Tagesmittelwerte aus den kontinuierlichen Beobachtungen der Wassertemperatur am Pegel Brock. Die Erhebung der Daten wurde im Abschnitt 6.2.2 erläutert. Die Ergebnisse sind im Abschnitt 7.1 dargestellt. Für die Temperatur der diffusen Zuflüsse wurde die langjährige Jahresmitteltemperatur der Luft an der Station Soltau von 9°C angenommen (vergl. Abschnitt 6.1.3).

6.8.2.2 Kalibrierung und Validierung

a) Simulationszeitraum

Mit der Simulation der Wassertemperatur sollte der Einfluss der Berücksichtigung der Vegetationsperiode über den Beschattungsparameter auf die Modellgüte untersucht werden. Aus diesem Grund wurden Wassertemperatursimulationen im Jahr 2015, für das ausreichend hoch aufgelöste Beobachtungsdaten vorlagen, vom Beginn der Blattentfaltung bis zum Jahresende durchgeführt.

b) Hydrodynamik

Die obere hydrodynamische Randbedingung wurde durch Tagesmittelwerte des beobachteten Abflusses am Pegel Brock definiert. Die Beschreibung der unteren hydrodynamischen Randbedingung erfolgte über eine Abflusskurve (Glg. 6.39)

$$W = e \cdot Q^f \quad (6.39)$$

mit:	W	Wasserstand	[ft]
	Q	Abfluss	[ft ³ s ⁻¹]
	e, f	Koeffizienten, $e=0,1385 \text{ s ft}^{-2}$, $f=0,5814$	

Die Koeffizienten a und b in Glg. 6.39 wurden aus der mittleren Beziehung des Wasserstandes zum Abfluss ermittelt.

Die Rauheit der Gewässersohle wird in EPD-RIV1H durch den empirischen Rauheitsbeiwert n_m nach Manning beschrieben. Das Modell ermöglicht eine variable, vom Wasserstand abhängige Parametrisierung des Rauheitsbeiwerts über die Glg. 6.40.

$$n_m = n_1 - n_2 \cdot W \quad (6.40)$$

mit:	n_m	Rauheitsbeiwert nach Manning	[T L ^{-1/3}]
	n_1, n_2	Koeffizienten, $n_1 = 0,069 \text{ [T L}^{-1/3}\text{]}$, $n_2 = 0,004 \text{ [T L}^{-4/3}\text{]}$	
	W	Wasserstand	[L]

Die Koeffizienten n_1 und n_2 in Glg. 6.40 wurden durch eine stationäre Kalibrierung des Wasserstandes an den Pegeln Brock und Hollige ermittelt. Dazu wurden Simulationen mit stationären Abflüssen im Bereich zwischen dem mittleren Niedrigwasserabfluss (MNQ) und dem 1,7-Fachen des mittleren Hochwasserabflusses (MHQ) am Pegel Brock (Bezugszeitraum 1994-2007)

durchgeführt (Abb. 6.20). Maßgebend war eine realitätsnahe Abbildung der bei diesen Abflüssen beobachteten Wasserstände an den Pegeln Brock und Hollige. Dabei lag der Fokus auf einer besonders guten Nachbildung bei Mittel- und Niedrigwasserabflüssen, da die Wassertemperatur kleiner Volumina sensibler auf Änderungen der Strahlung reagiert als die Wassertemperatur großer Volumina.

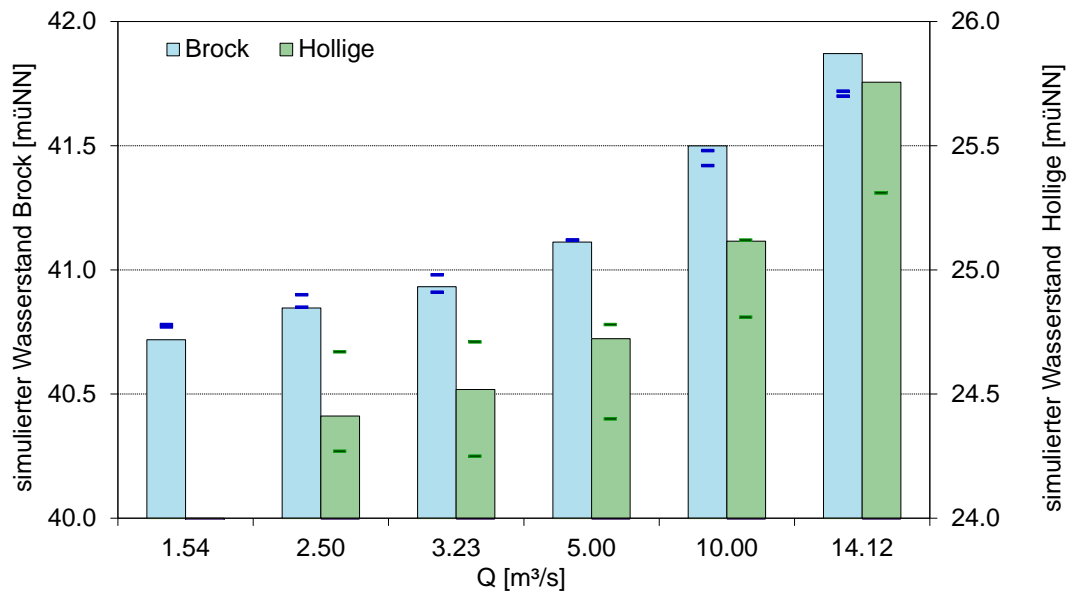


Abb. 6.20: Ergebnisse der stationären Kalibrierung des Wasserstandes an den Pegeln Brock und Hollige. Waagerechte Balken stellen den minimalen und maximalen Wasserstand dar, der beim jeweiligen Abfluss beobachtet wurde.

Die im Jahr 2015 deutschlandweit beobachteten hohen Temperaturen und geringen Niederschläge (vgl. 6.1.4) äußerten sich auch im Abfluss am Pegel Brock (Abb. 6.21). Insgesamt war 2015 ein abflussarmes Jahr. Der Abfluss entsprach von Beginn des Simulationszeitraumes bis Anfang November mit Ausnahme einzelner kleiner Abflussspitzen im Wesentlichen dem mittleren Niedrigwasserabfluss. Ab Mitte November traten mehrere Hochwässer auf, wobei im Februar 2016 die Marke des mittleren Hochwassers am Pegel Brock überschritten wurde.

Die Abb. 6.22 zeigt die Abbildung des Abflusses am Pegel Hollige durch das hydrodynamische Modell.

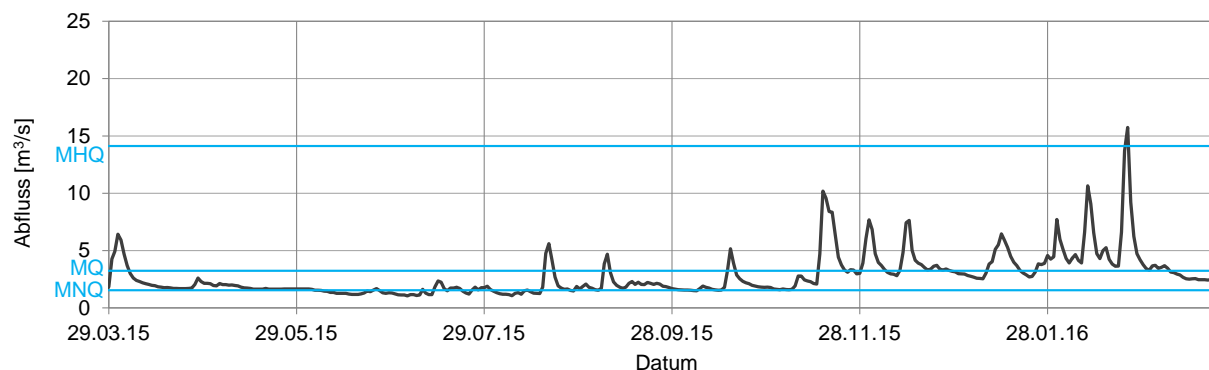


Abb. 6.21: Beobachteter Abfluss am Pegel Brock im Simulationszeitraum (schwarz) sowie mittlere Hoch- und Niedrigwasserabflüsse und Mittelwasserabfluss (MNQ, MHQ und MQ 1994-2007, hellblau).

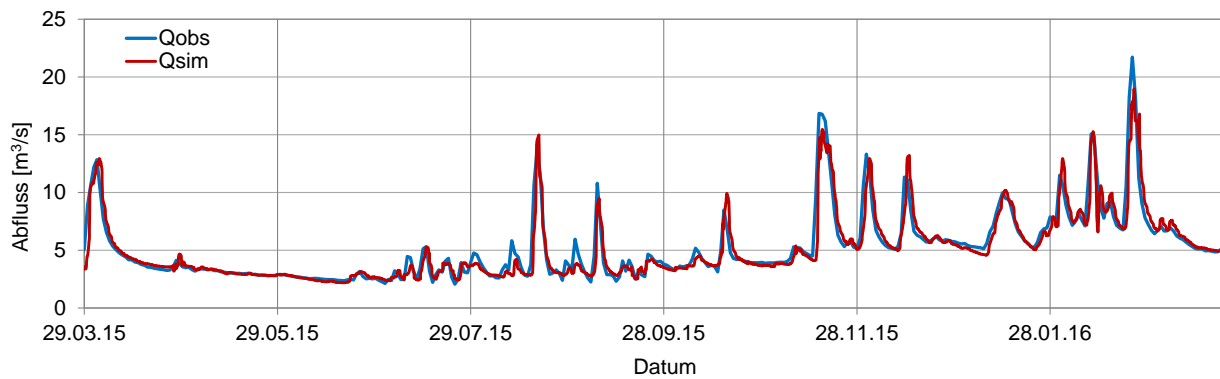


Abb. 6.22: Beobachteter (Qobs) und simulierter (Qsim) Abfluss am Pegel Hollige.

c) Wassertemperatur

Bei der Simulation der Wassertemperatur mit dem Wärmebilanzansatz gehen neben dem Parameter für die Beschattung durch Ufergehölze („Canopy Shading“) ein Koeffizient für die Abschwächung der Strahlung durch Staub in der Atmosphäre („Dust Attenuation“) und zwei Parameter für den Bodenwärmestrom (Temperatur der Gewässersohle und Bodenwärmeflusskoeffizient) ein. Die Parametrisierung der Wassertemperatursimulationen wurde so gestaltet, dass sich die Simulationsläufe mit unterschiedlichen Vegetationsperioden nur im Beschattungsparameter unterschieden. Die Wahl der Modellparameter wird im Folgenden erläutert.

1) „Canopy Shading“

Der Parameter für die Beschattung durch Ufergehölze wurde in Zeiten eines wenig variablen Beschattungspotentials der Ufergehölzvegetation (vollständige Belaubung im Sommer und vollständige Entlaubung im Winter) als zeitlich konstant angenommen. In Zeiten der Blattentfaltung und des Blattfalls der Ufergehölze wurde er stufenweise angepasst, um die jahreszeitliche Variabilität der Beschattung abzubilden. Es kamen vier Ansätze für die Ermittlung von Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls zum Einsatz. Daraus ergaben sich vier unterschiedliche zeitliche Abfolgen für die Parametrisierung der Beschattung. Im Abschnitt 6.3 wurde erläutert, wie die Gewässerbeschattung für die entsprechenden Phasen der Vegetationsperiode aus den Eigenschaften der Ufergehölzvegetation berechnet wurde.

2) „Dust Attenuation“

Der Koeffizient für die Abschwächung der Strahlung durch Staub in der Atmosphäre geht in Glg. 6.25 für die kurzwellige Nettostrahlung in den atmosphärischen Transmissionsterm ein. Er ist abhängig vom Ort und wurde nach Empfehlung der Water Resources Engineers, Inc. (1967, zitiert in Brown und Barnwell, 1987) für alle Simulationen einheitlich mit einem Wert von 0,13 belegt.

3) Parameter des Bodenwärmestroms

Der konvektive Wärmestrom an der Gewässersohle H_{C_B} wird durch die Temperatur der Gewässersohle T_B und den Bodenwärmeflusskoeffizient K_B definiert, die vom Anwender vorgegeben werden. Beide Parameter wurden über den Vergleich der mit der beobachteten

Vegetationsperiode simulierten Wassertemperatur und der kontinuierlichen Wassertemperaturmessung kalibriert. Es ergab sich ein Bodenwärmetransferkoeffizient K_B von 0,3. Die Temperatur der Gewässersohle T_B wurde in Abhängigkeit der Jahreszeit parametrisiert (Tab. 6.5). Die Parameter wurden dann bei allen Simulationen für den jeweiligen Zeitraum übernommen, sodass der Bodenwärmestrom bei allen Simulationen identisch parametrisiert war.

Tab. 6.5: Temperatur der Gewässersohle als Parameter T_B des Bodenwärmestromes im Jahresverlauf

Von [Tag seit Jahresbeginn]	21	81	126	141	151	161	231	301	311	351
Bis [Tag seit Jahresbeginn]	80	125	140	150	160	230	300	310	350	20
T_B [°C]	8	10	12	14	16	18	20	17	15	12

6.8.3 Sensitivitätsanalyse

Um den Einfluss der Gewässerbeschattung und des Abflusses auf die simulierte Wassertemperatur zu untersuchen, wurden instationäre und stationäre Simulationen mit unterschiedlichen Beschattungen durchgeführt. Der Modellparameter „Canopy Shading“ wurde mit den Werten 0, 30, 45, 80 und 100% belegt. Soweit nicht anders beschrieben, erfolgten Modellaufbau, Aufbereitung der Eingangsdaten und Parametrisierung wie in Abschnitt 6.8.2 erläutert.

6.8.3.1 Instationäre Sensitivitätsanalyse

Es wurden drei verschiedenen Sommerperioden im Zeitraum 1991 bis 2008 gewählt, um die Sensitivität der Wassertemperatursimulation vor dem Hintergrund unterschiedlicher Witterungsbedingungen zu untersuchen. Im Sommer 1998 waren die Sonnenscheindauer und die Lufttemperatur im Vergleich zum langjährigen Monatsmittel niedrig, im Sommer 2005 durchschnittlich und im Sommer 2003 überdurchschnittlich (vgl. Abschnitt 6.1.4).

Hydrologische und meteorologische Eingangsdaten entsprachen der Beobachtung im jeweiligen Simulationszeitraum. Die Beschattung wurde in jedem Rechenlauf für den gesamten Gewässerabschnitt einheitlich gewählt.

6.8.3.2 Stationäre Sensitivitätsanalyse

Um den Einfluss des Abflusses bei der Sensitivität der Wassertemperatur gegenüber der Beschattung einschätzen zu können, wurden stationäre Simulationen mit mittlerem Mittelwasser- (MQ am Pegel Brock) und Niedrigwasserabfluss (MNQ am Pegel Brock) durchgeführt.

Die meteorologischen Eingangsdaten entsprachen der Beobachtung im Sommer 2005.

6.8.4 Bewertung der Simulationsgüte

In der hydrologischen Modellierung haben sich verschiedene statistische Gütemaße etabliert, um zu quantifizieren, wie gut die Simulation die Beobachtung abbildet. Für eine Übersicht sei auf Legates und McCabe (1999), Moriasi et al. (2007) und Dawson et al. (2007) verwiesen.

In dieser Arbeit werden entsprechend der Empfehlung von Moriasi et al. (2007) folgende statistische Gütemaße für die Bewertung von Simulationsergebnissen herangezogen:

- Die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (engl.: root mean square error, RMSE)
- Das Verhältnis aus RMSE und der Standardabweichung der Beobachtungen (engl.: RMSE-observations standard deviation ratio, RSR)
- Die prozentuale systematische Abweichung (engl.: percent bias, PBIAS)
- Die Modelleffizienz nach Nash-Sutcliffe (engl.: Nash-Sutcliffe efficiency, NSE)

Im Folgenden wird eine kurze Zusammenfassung der Berechnung und Interpretation der Gütemaße gegeben.

6.8.4.1 RMSE

Die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler beschreibt die mittlere Abweichung der Simulation von der Beobachtung in der Einheit der Ausgangsgröße, hier der Wassertemperatur (Glg. 6.41).

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2} \quad (6.41)$$

mit:	<i>RMSE</i>	Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler	[°C]
	<i>n</i>	Anzahl der Beobachtungswerte	[-]
	<i>i</i>	Laufvariable	[-]
	y_i^{obs}	<i>i</i> -te Beobachtungswert der Wassertemperatur	[°C]
	y_i^{sim}	<i>i</i> -ter Simulationswert der Wassertemperatur	[°C]

Je kleiner die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler ist, umso besser wird die Beobachtung durch die Simulation abgebildet. Singh et al. (2005) empfehlen, den RMSE im Verhältnis zur Standardabweichung der Beobachtung zu interpretieren.

6.8.4.2 RSR

Das Verhältnis aus RMSE und der Standardabweichung der Beobachtungen standardisiert den RMSE und ermöglicht so eine Einschätzung des Modellfehlers in Relation zur Standardabweichung der Beobachtung (Glg. 6.42).

$$RSR = \frac{RMSE}{STD_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y^{mean})^2}} \quad (6.42)$$

mit: RSR Verhältnis aus RMSE und der Standardabweichung der Beobachtungen [°C]
 STD_{obs} Standardabweichung der beobachteten Wassertemperatur [-]
 y^{mean} arithmetisches Mittel der beobachteten Wassertemperatur [°C]

Das RSR kann zwischen 0 (Optimum) und großen positiven Zahlenwerten variieren. Je kleiner das RSR, desto kleiner ist der RMSE und desto besser bildet die Simulation die Beobachtung ab.

6.8.4.3 PBIAS

Die prozentuale systematische Abweichung berechnet sich nach Glg. 6.43 und beschreibt, ob und wie stark eine Simulation im Mittel größer oder kleiner als die entsprechende Beobachtung ist.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim}) \cdot 100}{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs})} \quad (6.43)$$

mit: $PBIAS$ prozentuale systematische Abweichung [%]

Im Idealfall ist $PBIAS = 0$. Bei einer systematischen Überschätzung nimmt $PBIAS$ negative Werte an. Positive Werte zeigen eine Unterschätzung an.

6.8.4.4 NSE

Die Modelleffizienz nach Nash-Sutcliffe ist in der Hydrologie weit verbreitet, da sie sensitiv auf die Abbildung von Peaks reagiert, was insbesondere in der Hochwasservorhersage vorteilhaft ist. Auch die NSE setzt die Abweichung der Simulation von der Beobachtung ins Verhältnis zur Varianz der Messung (Glg. 6.44).

$$NSE = 1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y^{mean})^2} \right) \quad (6.44)$$

mit: NSE Modelleffizienz nach Nash-Sutcliffe [-]

Die NSE kann Zahlenwerte zwischen $-\infty$ und 1 annehmen, wobei eine $NSE < 0$ anzeigt, dass die mittlere Beobachtung eine bessere Vorhersage darstellt als die Simulation (Moriassi et al., 2007).

7 Ergebnisse und Diskussion

7.1 Temperaturregime des Fließgewässerabschnitts

Zur Ermittlung zeitlich hochaufgelöster Wassertemperaturen im untersuchten Abschnitt der Böhme wurde ein kontinuierliches Monitoring im Zeitraum vom 28.03.2015 bis 30.03.2016 durchgeführt. Insgesamt wurden 105.616 Messwerte im Abstand von 5 Minuten an der Messstelle Brock, 103.754 Messwerte an der Messstelle Uetzingen und 98.728 Messwerte an der Messstelle Hollige erhoben.

An der Messstelle Uetzingen wurde ein Datenlogger durch Vandalismus beschädigt und musste ersetzt werden. Dadurch liegen im Zeitraum vom 10.06.2015 (11:40 Uhr) bis 17.06.2015 (10:15 Uhr) keine zeitlich hochaufgelösten Wassertemperaturbeobachtungen vor. An der Messstelle Hollige wurde ein Temperaturlogger infolge eines Hochwasserereignisses von Sediment bedeckt. Die im Zeitraum vom 22.10.2015 (0:00 Uhr) bis 15.11.2015 (14:55 Uhr) aufgezeichneten Temperaturen wurden aus dem Datenkollektiv eliminiert.

Zum Vergleich des Temperaturregimes an den Messstellen sind Mittel- und Extremwerte der Wassertemperatur in Tab. 7.1 und Abb. 7.1a-e dargestellt. Im Beobachtungszeitraum wurden Wassertemperaturen zwischen dem winterlichen Minimum von 1,3°C und dem sommerlichen Maximum von 22,7°C beobachtet. Die über den Messzeitraum gemittelte Wassertemperatur betrug bei Brock 10,3°C, bei Uetzingen 10,6°C und bei Hollige 11,3°C. Ähnliche Wassertemperaturen wurden auch in anderen kleinen und mittleren Fließgewässern dieser Breiten beobachtet (Łaszewski, 2016; Dugdale et al., 2018). Sowohl die mittleren als auch die extremen Wassertemperaturen nahmen flussabwärts zu. Dabei unterschieden sich die Wassertemperaturen der Messstellen im Sommer stärker als im Winter.

Tab. 7.1: Mittel- und Extremwerte der kontinuierlich beobachteten Wassertemperatur [°C] an den Messstellen Brock, Uetzingen und Hollige

	Brock			Uetzingen			Hollige		
	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.
Jahr 30.03.2015 bis 29.03.2016	1,3	10,3	20,5	1,4	10,6	21,8	1,6	11,3	22,7
Blattentfaltung 30.03.–10.06.2015	5,4	11,3	17,5	5,6	11,7	18,5	5,5	12,2	18,8
Blattfall 15.10.–15.11.2015	6,8	9,5	12,3	7,2	9,8	12,5	-	-	-

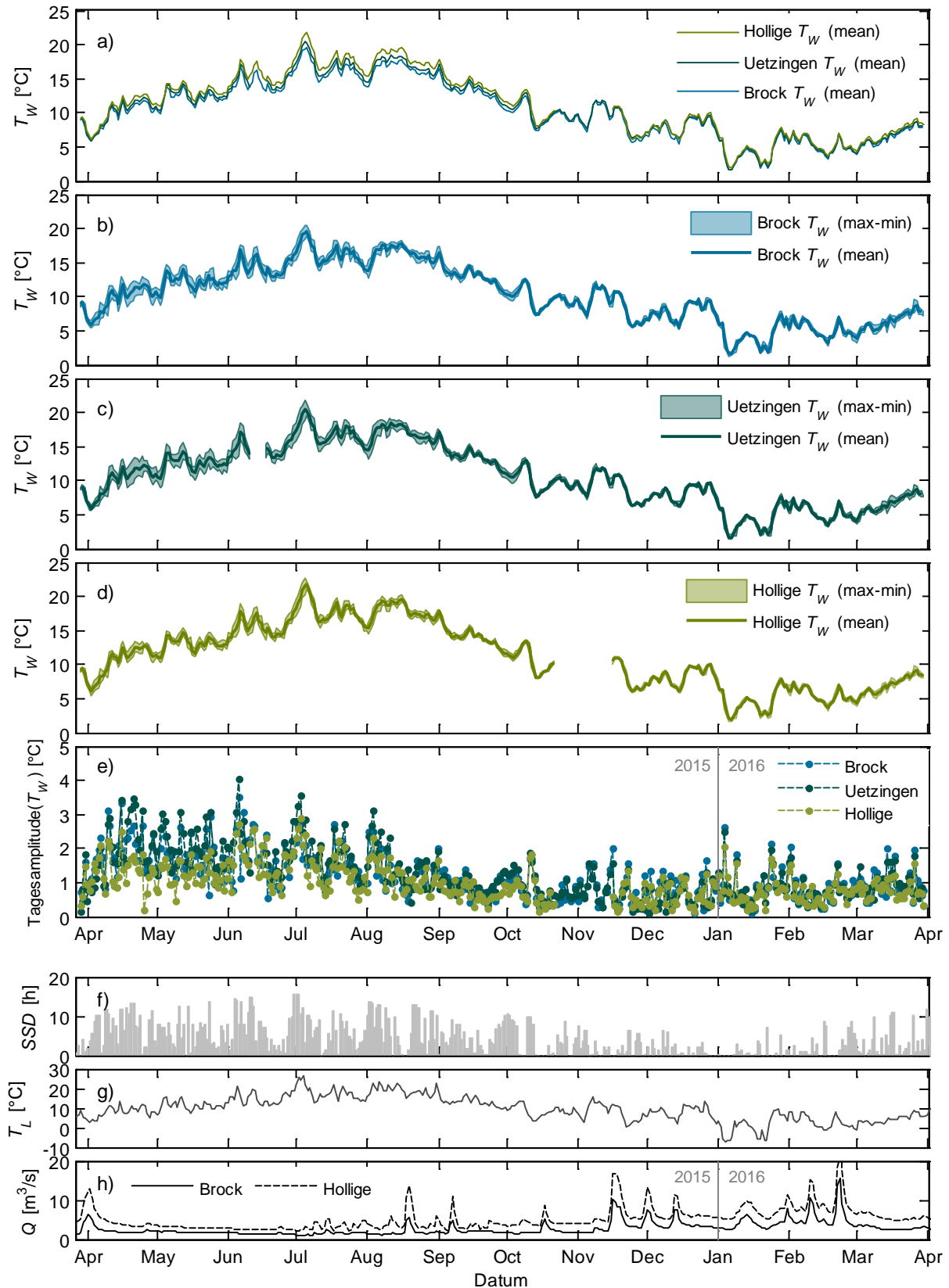


Abb. 7.1: Tageswerte der beobachteten Wassertemperatur vom 28.3.2015 bis 30.03.2016. a) Tagesmittelwerte der beobachteten Wassertemperatur T_W (mean) im Vergleich an den drei Messstellen Brock, Uetzingen und Hollige. b-d) Tagesmittelwerte der beobachteten Wassertemperatur T_W (mean) und täglicher Wertebereich $T_W(\text{max-min})$. e) Tagesamplitude der beobachteten Wassertemperatur. f) Tägliche Sonnenscheindauer SSD an der Station Soltau. g) Tagesmitteltemperatur der Luft T_L an der Station Soltau. h) Beobachteter Tagesmittelabfluss Q an den Pegeln Brock und Hollige.

Die Tagesdynamik der Wassertemperatur differierte an den Messstellen und im Jahresverlauf. Während der Frühjahrs- und Sommermonate wurden innerhalb eines Tages größere Temperaturschwankungen beobachtet als im Herbst und Winter (Abb. 7.2 und Abb. 7.1e). In den Frühjahrsmonaten April bis Juni wurden mit teilweise über 3°C die größten Tagesamplituden beobachtet (Abb. 7.1e). In dieser Zeit waren die Tagesamplituden an der Messstelle Uetzingen größer als an der Messstelle Brock. An der Messstelle Hollige wurden im Frühjahr kleinere Tagesamplituden als an den anderen Messstellen beobachtet. Von Juli bis September waren die Tagesamplituden nur selten größer als 2°C. In den Herbst- und Wintermonaten wurden an allen Messstellen ähnliche Amplituden zwischen 0 und ca. 2°C beobachtet. Sinokrot und Stefan (1993) dokumentierten ähnliche tägliche Temperaturvariationen mit Tagesamplituden von bis zu 5°C in flachen Fließgewässern im Mittleren Westen der USA. Ein Vergleich mit der beobachteten Sonnenscheindauer, Lufttemperatur und dem Abfluss (Abb. 7.1f-h) zeigt, dass große Temperaturschwankungen besonders bei Niedrigwasser an sonnenscheinreichen Tagen mit starkem Lufttemperaturanstieg oder -abfall zu beobachten waren. Die höchste Wassertemperatur wurde in der Regel am späten Nachmittag erreicht, während die tiefsten Wassertemperaturen erwartungsgemäß in den frühen Morgenstunden auftraten (Caissie, 2006). An der Messstelle Hollige wurden die höchsten Wassertemperaturen und die kleinsten täglichen Temperaturschwankungen beobachtet. In Zeiten der Fließgewässererwärmung an warmen, sonnigen Tagen stieg die Wassertemperatur bei Hollige langsamer an als an den anderen Messstellen. Ebenso wurde eine langsamere Abkühlung bei kühler und bedeckter Witterung beobachtet.

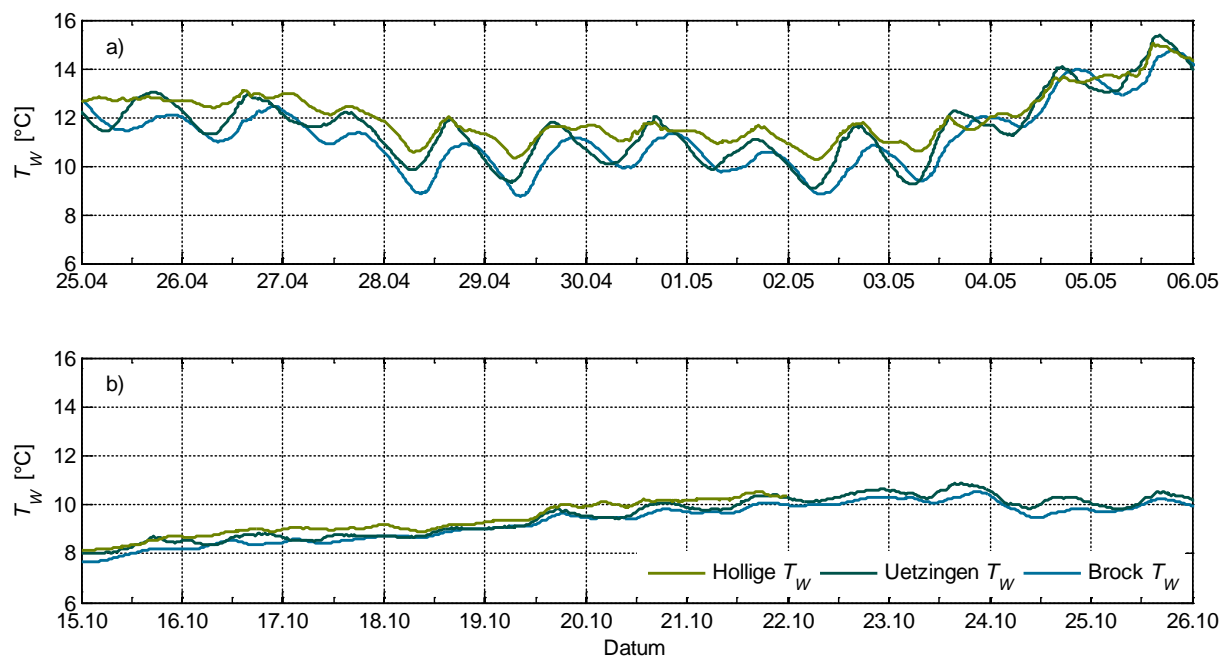


Abb. 7.2: Wassertemperaturen aus dem kontinuierlichen Monitoring im Zeitraum vom 25.04. bis 05.05.2015 (oben) und vom 15.10. bis 25.10.2015 (unten).

Abb. 7.3 zeigt die Verteilung der Wassertemperaturen aus der kontinuierlichen Messung im Vergleich zu den monatlichen Messwerten an der Messstelle Uetzingen des NLWKN im Beobachtungszeitraum 2015/16 und im langjährigen Zeitraum von 1980 bis 2005. Um das gesamte Spektrum der auftretenden Wassertemperaturen und den Median mit monatlichen Stichproben zu erfassen, war der Messzeitraum von einem Jahr nicht ausreichend. Mit der langjährigen Reihe

monatlicher Stichproben über 26 Jahre wurden durch Variation des Messzeitpunktes auch die Extremwerte erfasst. Auch der Median wurde durch den größeren Datenumfang besser abgebildet. Um die Tagesdynamik der Wassertemperatur eines Fließgewässers charakterisieren zu können, sind aber Messungen mit einer zeitlichen Auflösung von mindestens einer Stunde nötig.

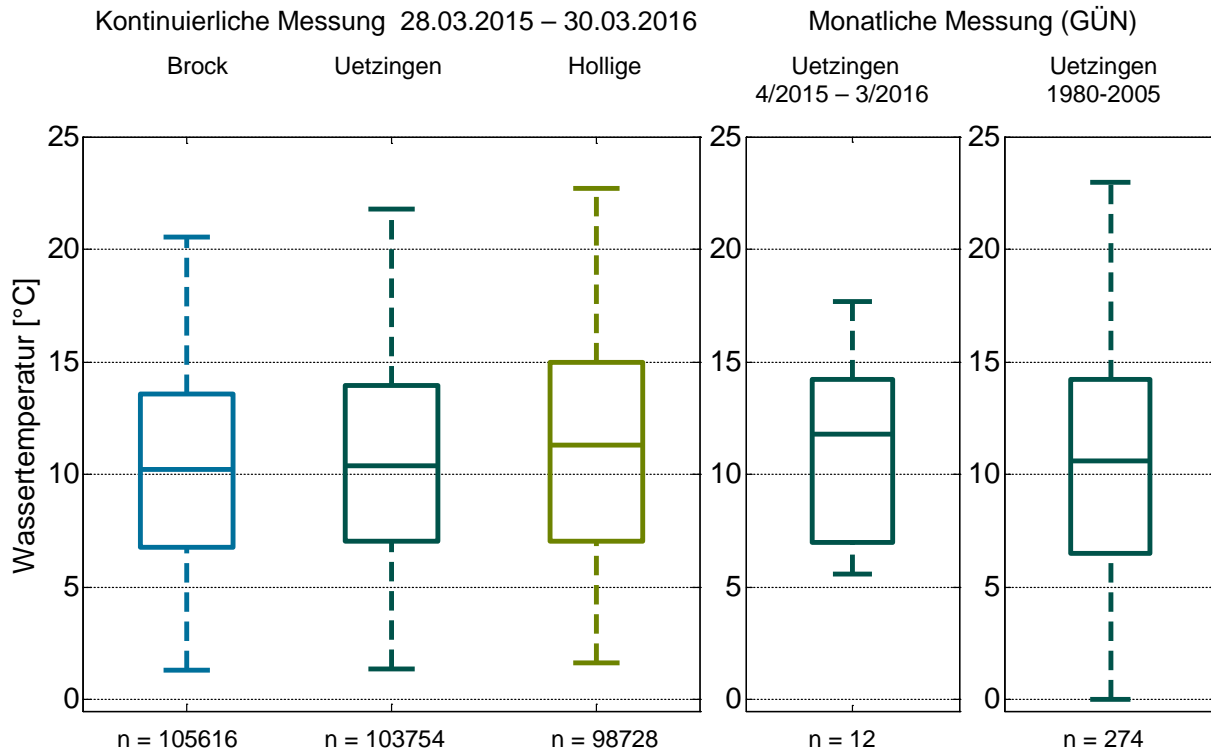


Abb. 7.3: Vergleich der Verteilung beobachteter Wassertemperaturen aus dem kontinuierlichen Monitoring im Zeitraum von April 2015 bis März 2016 (links) und aus der monatlichen Gewässerüberwachung des NLWKN im gleichen Zeitraum (Mitte) und über 26 Jahre (rechts). Box-And-Whisker-Plots: Obere und untere Kastenbegrenzungen markieren die 75% und 25% Perzentile. Die Mittellinie zeigt den Median an. Die senkrechten Linien außerhalb der Box („Whiskers“) umfassen jeweils alle Messwerte innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands ober- oder unterhalb des Quartils. Ausreißer-verdächtige Werte, sofern vorhanden, werden als Punkte außerhalb der Whiskers dargestellt.

Diskussion

Die Wassertemperatur der untersuchten Teilstrecke der Böhme zeigte die für kleine und mittlere Fließgewässer der gemäßigten Breiten typische Jahres- und Tagesdynamik (Łaszewski, 2016; Dugdale et al., 2018; Broadmeadow et al., 2011; Garner et al., 2017; Webb und Zhang, 1997; Imholt et al., 2013; Caissie, 2006; Schönborn, 1992; Schwoerbel und Brendelberger, 2013; Beschta et al., 1987; Sinokrot und Stefan, 1993). Die Messstelle Brock befand sich in einem stark bewaldeten Gewässerabschnitt. Dort war der Wärmeaustausch des Gewässers mit der Atmosphäre durch die Vegetation eingeschränkt. Das Wasser erwärmte sich bei zunehmender Sonneneinstrahlung und Lufttemperatur später und kühlte auch später ab als an den anderen Messstellen, wodurch das spätere Eintreten der Extremtemperaturen zu erklären ist. Die Messstelle Uetzingen war durch die lichtere Ufergehölzvegetation exponierter gegenüber atmosphärischen Einflüssen und zeigte größere Tagesamplituden der Wassertemperatur und ein früheres Eintreten der höchsten und

tiefsten Wassertemperaturen. Im Bereich der Messstelle Hollige war keine nennenswerte Ufergehölzvegetation vorhanden, sodass der Wasserkörper kaum von Wärmeeinträgen geschützt war. Da die Böhme an dieser Stelle durch oberhalb liegende Zuflüsse mehr Wasser führte als an den anderen Messstellen, kühlte die Wassermasse aber langsamer und nicht so weit ab.

Auch Dugdale et al. (2018) beobachteten, dass die Tagesmitteltemperatur eines kleinen schottischen Fließgewässers im Nadelwald kleiner war als im offenen Grünland. Ebenso dokumentierten Broadmeadow et al. (2011) signifikant niedrigere mittlere und maximale Wassertemperaturen in stärker beschatteten Abschnitten von Tieflandbächen in Südengland im Vergleich zum offenen Grünland. In mehreren kleinen Tieflandflüssen in Dänemark wurde eine Abkühlung und kleinere Tagesamplituden der Wassertemperatur in bewaldeten Abschnitten nach vorheriger Erwärmung in offenem Gelände beobachtet (Kristensen et al., 2015). Im hier untersuchten Gewässerabschnitt wurde der Einfluss der Beschattung auf die Wassertemperatur überlagert von der Zunahme der Wassertemperatur mit der Fließstrecke, da sich die stärker beschatteten Bereiche im oberen Teil des Fließgewässerabschnitts befanden. Deshalb kann kein Rückschluss aus der niedrigeren Wassertemperatur an der stark beschatteten Messstelle Brock im Vergleich zu Uetzingen und Hollige auf einen kühlenden Effekt der Beschattung gezogen werden, da durch den längeren Strahlungsgenuss der fließenden Welle die Wassertemperatur immer im Verlauf eines Gewässers zunimmt (Caissie et al., 2007; Wetzel, 2001; Schwoerbel und Brendelberger, 2013).

7.2 Beschattung des Fließgewässerabschnitts

Zur Ermittlung der Gewässerbeschattung wurden relevante Parameter des Gewässers und der Ufergehölzvegetation im Gelände aufgenommen. Das Ergebnis der Kartierung wird im Abschnitt 7.2.1 vorgestellt. Die auf Grundlage der Ufergehölzeigenschaften berechnete Beschattung des Fließgewässerabschnitts wird im Abschnitt 7.2.2 beschrieben.

7.2.1 Parameter der Ufergehölzvegetation

Die Ufergehölzvegetation der Böhme im Bereich vom Pegel Brock bis zur Mündung in die Aller ist sehr heterogen. Abb. 7.4 zeigt beispielhaft typische Ausprägungen der Ufervegetation entlang des Gewässerabschnitts.



Abb. 7.4: Beispielbilder für die unterschiedliche Ausprägung der Ufergehölzvegetation entlang der untersuchten Teilstrecke der Böhme. a-c) Kilometer 1 bis 5, d-f) Kilometer 6 bis 25, g-i) km 26 bis 36 (Fotos: K. Stein).

Entlang der oberen fünf Kilometer der Teilstrecke war die Ufervegetation durch dichte Laub- und Mischwälder geprägt (Abb. 7.4a-c). Im weiteren Verlauf bis zum Kilometer 25 des Böhme-Abschnitts dominierte lichtere Laubgehölzvegetation von unterschiedlicher Höhe (Abb. 7.4d und e). Teilweise verlief das Gewässer direkt entlang einer Misch- oder Laubwaldgrenze während das gegenüberliegende Ufer bis zur Böschungskante als Grünland genutzt wurde (Abb. 7.4f). Unterhalb von Kilometer 25 dominierte intensive Grünlandnutzung die Vegetation der Flussaue. Es wurden viele Abschnitte ohne nennenswerte Gehölzvegetation vorgefunden (Abb. 7.4g und h). Lediglich bei Kilometer 30 bis 31 folgte der Böhmelauf einer Mischwaldgrenze am linken Ufer (Abb. 7.4 i) und durchfloss bei Kilometer 33 bis 34 einen Laubwald.

Für alle Teilstrecken des Gewässerabschnitts wurden die unter 6.2.1 genannten Parameter der Ufergehölzvegetation und des Gewässers aufgenommen. Von Li et al. (2012) und DeWalle (2008; 2010) wurde die Gewässerbeschattung als besonders sensitiv gegenüber der Baumhöhe, dem Überhang und der Gewässerausrichtung beschrieben. Diese Parameter sowie die sommerliche Kronendichte, die Gehölzdichte und der Anteil der Nadelgehölze sind in Abb. 7.5 für den untersuchten Abschnitt der Böhme dargestellt.

Wenn Ufergehölze vorhanden waren, betrug deren Höhe in der Regel zwischen 5 m und 30 m. Dabei waren die Gehölze häufig überhängend mit einer sommerlichen Kronendichte von meist über 70%.

Die Gehölzdichte variierte kleinräumig. Eine beidseitig hohe Gehölzdichte über eine längere Strecke wurde oberhalb vom Pegel Brock (Kilometer 0 bis 2) und bei Kilometer 18 bis 20 dokumentiert.

Die linksseitige Ufervegetation wurde über kurze Strecken bei Kilometer 3,5, 11, 16, 23 und 30 von Nadelgehölzen dominiert. Am rechten Ufer trat ein hoher Nadelgehölzanteil bei Kilometer 0 bis 1, 3,5, 9,5, 12, 15,5, 17,5 und 22 auf. Insgesamt wurde die Ufergehölzvegetation im untersuchten Abschnitt der Böhme von Laubgehölzen dominiert. Der Nadelbaumanteil in der Ufervegetation war geringer als der Flächenanteil der Nadelwaldnutzung im Einzugsgebiet der Böhme.

Die meisten kartierten Teilstrecken waren in Richtung Südwest, West oder Süd ausgerichtet. Selten wurde eine Ausrichtung nach Nordwest oder Südost beobachtet. Daraus folgt, dass die Gehölzvegetation am linken Ufer mehr Bedeutung für die Beschattung des Gewässers hat, als die rechtsseitige Ufergehölzvegetation.

Während der Kartierung wurde der Anteil der Beschattung, die durch Bauwerke und die Geländemorphologie hervorgerufen wurde, als vernachlässigbar eingeschätzt. Zwar befindet sich ein kurzer Abschnitt mit steileren Ufern im Bereich der Einmündung des Steinbachs und des Oerbker Bachs (sogenannte „Böhmeschlucht“, vergl. Abb. 6.1a), allerdings befinden sich die steileren Uferneigungen auf der Nordseite des Gewässers und verursachen damit nur bei hohen Sonnenständen im Frühsommer in den Morgen- und Abendstunden eine kurzzeitige zusätzliche Gewässerbeschattung.

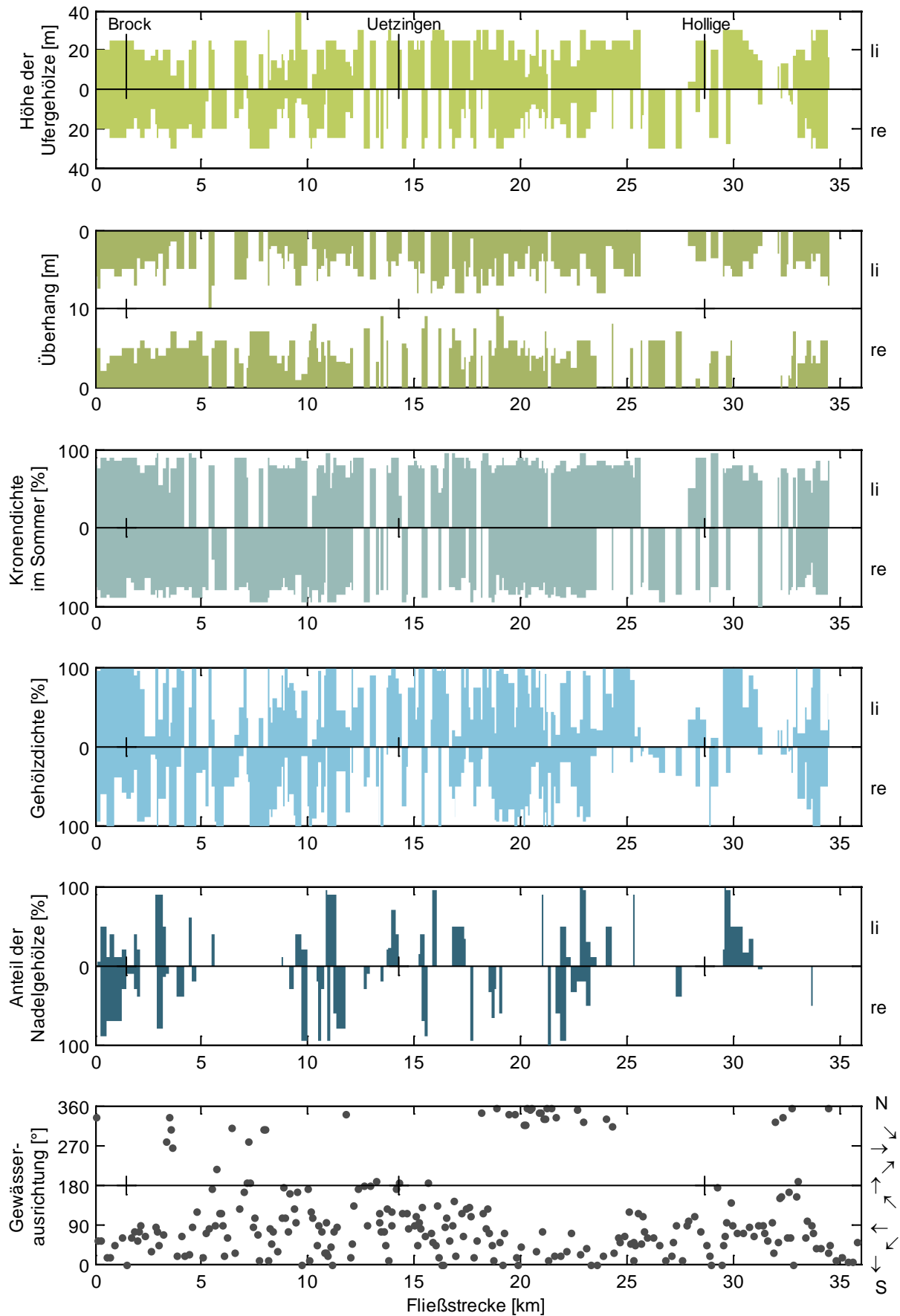


Abb. 7.5: Ausgewählte beschattungsrelevante Parameter der Ufergehölzvegetation am linken (li) und rechten (re) Ufer aus der Geländeaufnahme sowie die Ausrichtung des Gewässers im untersuchten Abschnitt der Böhme.

7.2.2 Ergebnis der Beschattungsberechnung

Die im Gelände kartierten Eigenschaften der Ufergehölzvegetation fanden Eingang in die Berechnung der Gewässerbeschattung mit dem erweiterten Modell SHADE2. Durch Variation der Kronendichte zwischen der kartierten Sommerkronendichte und der Winterkronendichte (40% der Sommerkronendichte) konnte die Beschattung für verschiedene Vegetationszustände im Jahr berechnet werden.

Abb. 7.6 zeigt das Ergebnis der Berechnung der Gewässerbeschattung für die langjährig mittlere beobachtete Vegetationsperiode. Bei auf anderen Wegen ermittelten Vegetationsperioden verschieben sich die waagerechten Linien entlang der Ordinate, je nachdem ob der Eintritt der entsprechenden phänologischen Leitphase früher oder später im Jahr errechnet wurde. Die genauen Zahlenwerte können Tab. A 1 im Anhang entnommen werden.

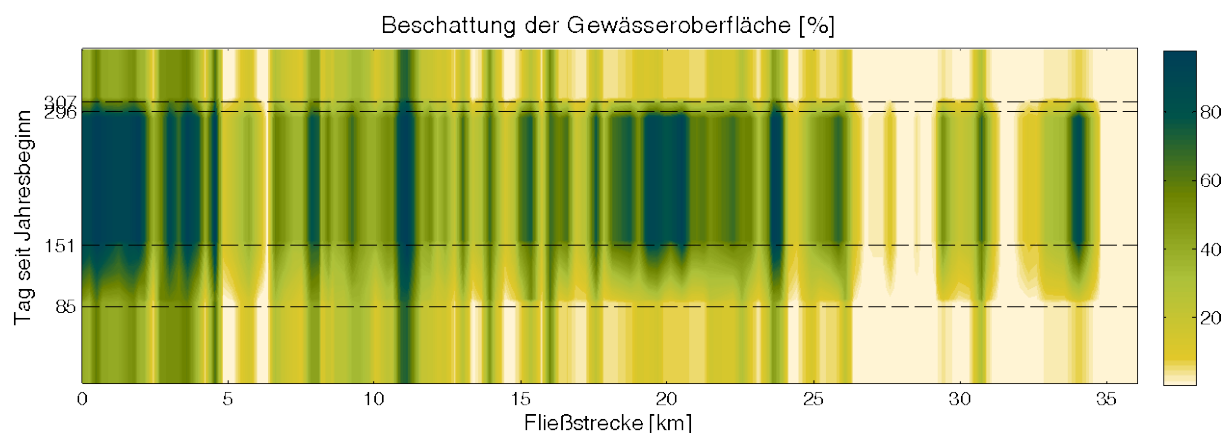


Abb. 7.6: Jahresgang der Beschattung des Gewässerabschnitts. Die horizontalen Linien markieren den langjährigen mittleren Beginn und das Ende der Blattentfaltungs- und Blattfallzeit im Untersuchungsgebiet. Demnach ist die Winterbeschattung unterhalb des 85. Tages oder oberhalb des 307. Tages abzulesen. Der Bereich zwischen Tag 151 und 296 zeigt die berechnete Gewässerbeschattung im Sommer. Im Zeitraum zwischen 85. und 151. Tag ist die berechnete Gewässerbeschattung im Zeitraum der Blattentfaltung und zwischen 296. und 307. Tag im Zeitraum des Blattfalls dargestellt.

Die Beschattung der Wasseroberfläche im untersuchten Abschnitt der Böhme variierte im Gewässerverlauf und bei unterschiedlichen Entwicklungszuständen der Vegetation von 0 bis 96%. In der Literatur wurden ähnliche Angaben zur maximalen Beschattung kleinerer Fließgewässer gemacht. So beobachteten Ghermandi et al. (2009) eine maximale Reduktion der direkten kurzwelligen Strahlung unter Bäumen an der Oberfläche der ca. 12 m breiten Nete in Belgien um 90%. Hill et al. (1995) halten eine maximale Abschirmung von 95% der Strahlung in kleineren Fließgewässern durch voll entwickelte Baumkronen für möglich. Broadmeadow et al. (2011) haben in Tieflandbächen in Südengland Beschattungen zwischen 0,3% und 91,5% ermittelt.

Die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterbeschattung waren umso geringer, je größer der Anteil an Nadelgehölzen in der Ufervegetation und je kleiner die maximale Beschattung im Sommer war. Dabei wirkten sich die beschattungsrelevanten Eigenschaften der Ufergehölze nur dann auf die Gewässerbeschattung aus, wenn die Gehölzdichte am sonnenzugewandten Ufer nicht zu gering war. Die hohen Gehölzdichten bei Kilometer 0 bis 2 und bei Kilometer 18 bis 20 (vgl. Abb. 7.5) äußerten sich in einer hohen sommerlichen Gewässerbeschattung in diesem Bereich. Bei Kilometer 11 der

Gewässerstrecke wurde aufgrund des hohen Nadelgehölzanteils und der hohen Gehölzdichte eine ganzjährig hohe Gewässerbeschattung errechnet. Auch in anderen Studien wurde festgestellt, dass die Gehölzdichte einen wesentlichen Einfluss auf die Gewässerbeschattung hat (Dugdale et al., 2018; Imholt et al., 2013).

Diskussion

Auch in dieser Untersuchung konnte der Einfluss der von Li et al. (2012) als besonders sensitive Parameter identifizierte Vegetationseigenschaften auf die berechnete Gewässerbeschattung bestätigt werden. Die Berechnungsergebnisse sind vergleichbar mit anderen Studien an kleinen und mittleren Fließgewässern (Ghermandi et al., 2009; Hill et al., 1995; Broadmeadow et al., 2011).

Die Fließgewässerbeschattung weist besonders dann große Unterschiede zwischen der vollständigen Vegetationsentwicklung im Sommer und der Vegetationsruhe im Winter auf, wenn die Ufergehölzvegetation am sonnenzugewandten Ufer aus einem schmalen aber dichten Gehölzstreifen mit hohen laubabwerfenden Arten besteht, die durch eine hohe sommerliche Kronendichte gekennzeichnet sind (z.B. Abb. 7.7). Dichte Laubwälder können ebenfalls eine starke Gewässerbeschattung verursachen. Aber auch im Winter ist die Beschattung durch die entlaubten Bäume vergleichsweise hoch, sodass der Unterschied zwischen Sommer- und Winterbeschattung kleiner ist.



Abb. 7.7: Beschattung der Böhme bei Bad Fallingbostal durch Ufergehölze. Links: Beginn der Blattentfaltung (Mitte April 2012), rechts: Blattentfaltung abgeschlossen (Anfang Juni 2012).

7.3 Sensitivität der Wassertemperatursimulation gegenüber dem Beschattungsparameter „Canopy Shading“

7.3.1 Instationäre Simulationen von drei verschiedenen Sommerperioden

Um den Einfluss der Gewässerbeschattung auf die simulierte Wassertemperatur des untersuchten Gewässerabschnitts zu untersuchen, wurden instationäre Simulationen mit unterschiedlichen Beschattungen (0, 30, 45, 80 und 100%) von drei verschiedenen Sommerperioden durchgeführt (Abb. 7.8). Im Sommer 1998 waren die Sonnenscheindauer und die Lufttemperatur im Vergleich zum langjährigen Monatsmittel niedrig, im Sommer 2005 durchschnittlich und im Sommer 2003 überdurchschnittlich.

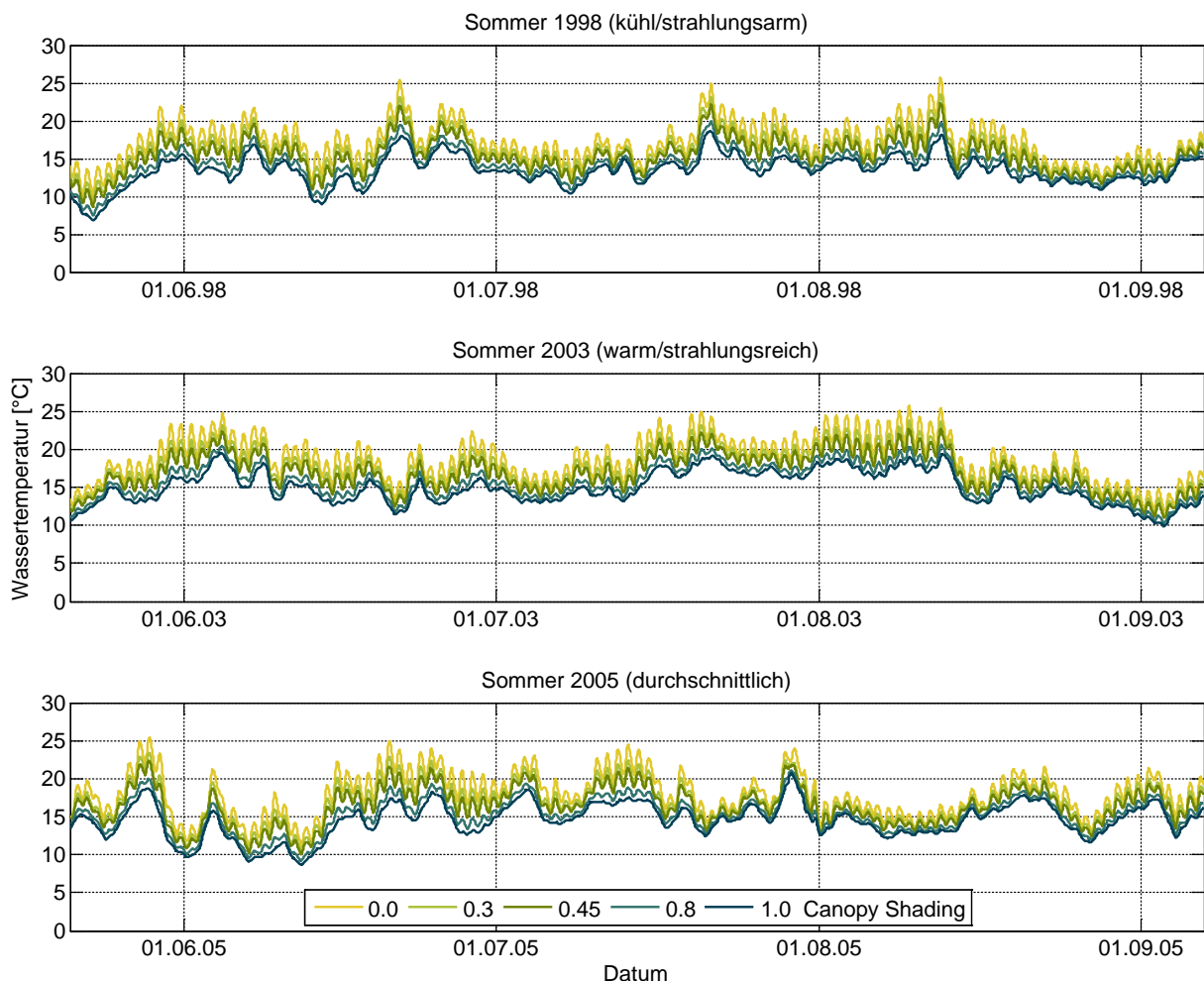


Abb. 7.8: Einfluss des Beschattungsparameters („Canopy Shading“) auf die simulierte Wassertemperatur am Profil 249 in drei Sommerperioden mit unterschiedlicher Witterung.

Bei geringer Beschattung waren die simulierten Wassertemperaturen insgesamt höher als bei starker Beschattung. Die Tageshöchsttemperaturen reagierten stärker auf eine reduzierte Beschattung als die Tagestiefsttemperaturen, was zu größeren Tagesamplituden der simulierten Wassertemperatur führte. Diese Effekte waren an warmen, sonnigen Tagen (z.B. Anfang August

2003) stärker ausgeprägt als an kühleren und strahlungsarmen Tagen (z.B. Ende Juli 2003). Eine Erhöhung der Gewässerbeschattung um 20% bewirkte eine Reduzierung der mittleren Tagestiefsttemperatur um ca. 0.5 K und der mittleren Tagesmitteltemperatur um ca. 0.7 K. Die mittlere Tageshöchsttemperatur sank um ca. 0.8 K (Abb. 7.9).

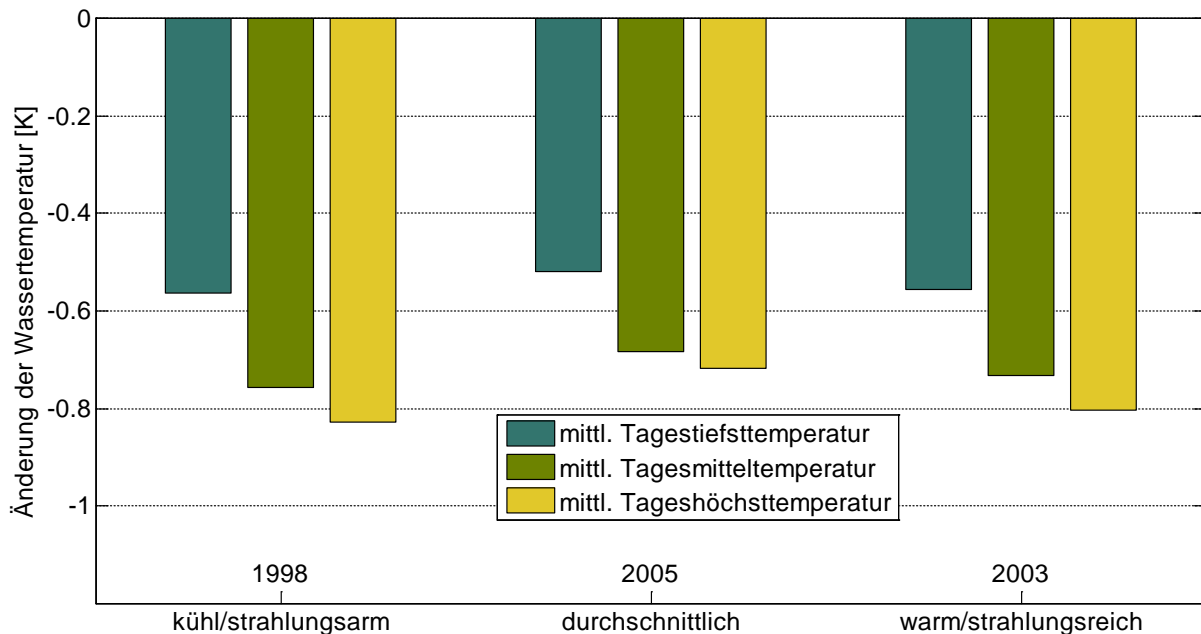


Abb. 7.9: Veränderung der tiefsten, mittleren und höchsten Wassertemperatur des Tages gemittelt über den Zeitraum vom 01.06. bis 31.08. in drei Jahren mit unterschiedlicher Witterung bei einer Zunahme der Beschattung um 20%.

7.3.2 Stationäre Simulation bei Mittelwasser- und Niedrigwasserabfluss

Um den Einfluss des Abflusses auf die Sensitivität der Wassertemperatur gegenüber der Beschattung im untersuchten Abschnitt der Böhme einschätzen zu können, wurden stationäre Simulationen mit mittlerem Mittelwasser- (MQ) und Niedrigwasserabfluss (MNQ) mit unterschiedlichen Beschattungen (0, 30, 45, 80 und 100%) durchgeführt (Abb. 7.10).

Bei Niedrigwasserabfluss reagierte die Wassertemperatur sensibler auf die Beschattung als bei mittleren Abflüssen. Die Tagesamplituden bei geringer Beschattung waren bei MNQ noch stärker ausgeprägt, was zu einem häufigeren Auftreten von besonders hohen Wassertemperaturen führte. Die maximale Differenz der Wassertemperatur zwischen vollständig beschatteten und unbeschatteten Verhältnissen betrug im Sommer 2005 bei mittlerem Abfluss etwa 8 K, bei Niedrigwasserabfluss 11 K, was auf die höhere Temperaturdynamik kleinerer Wasservolumina im Vergleich zu größeren zurückzuführen ist.

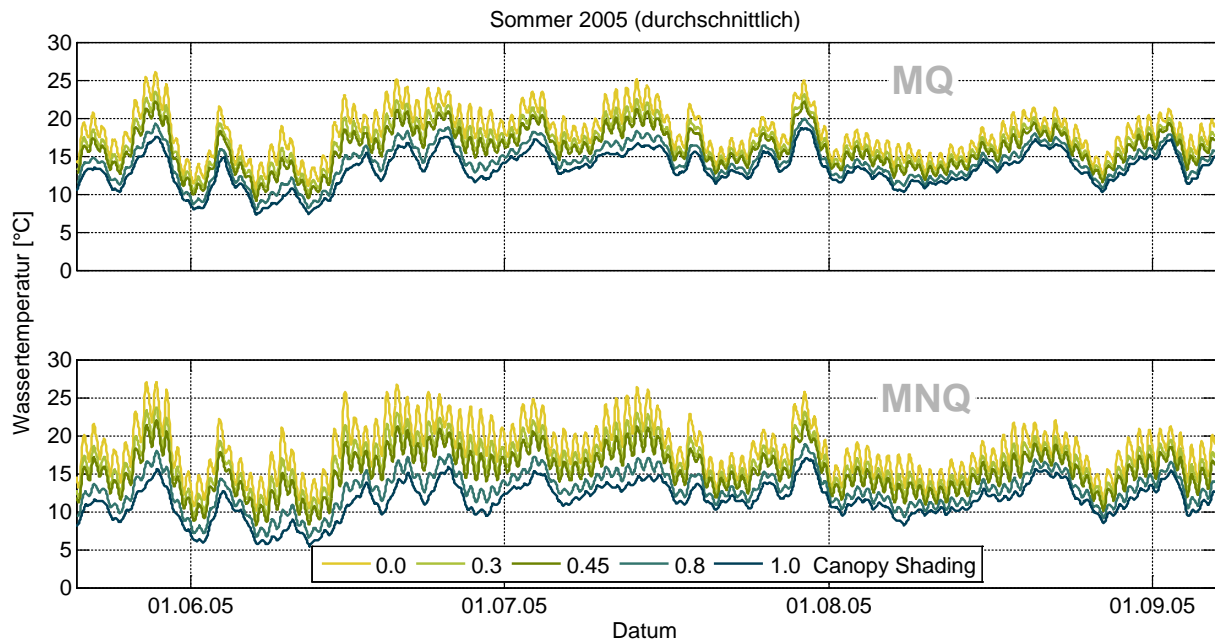


Abb. 7.10: Einfluss des Beschattungsparameters („Canopy Shading“) auf die simulierte Wassertemperatur am Profil 249 im Sommer 2005 bei stationärem Mittelwasserabfluss (oben) und mittlerem Niedrigwasserabfluss (unten).

Die Simulation der Wassertemperatur mit dem eingesetzten Modellsystem reagierte sehr sensitiv auf den Modellparameter für die Gewässerbeschattung, insbesondere bei niedrigen Abflüssen und bei strahlungsreicher Witterung. Der Beschattungsparameter reduziert die kurzweilige Nettostrahlung, die die Gewässeroberfläche erreicht (vergl. Glg. 6.23) und beeinflusst damit maßgeblich die wichtigste Komponente des Wärmehaushalts eines Fließgewässers (Brown, 1969; Webb und Zhang, 1997; Caissie, 2006; Webb et al., 2008; Sinokrot und Stefan, 1993; Beschta et al., 1987; Dugdale et al., 2018). Tagesmaximumtemperaturen reagierten sensitiver als Tagestiefst- und Tagesmitteltemperaturen, was zu unterschiedlich großen Tagesamplituden der Wassertemperatur mit Variation der Beschattung führte. Diese Beobachtung wurde auch in anderen Studien bestätigt, die die Sensitivität der Wassertemperatur gegenüber der Gewässerbeschattung sowohl modellbasiert als auch mit Hilfe von Temperaturbeobachtungen bei räumlichen oder zeitlichen Veränderungen der Ufervegetation untersuchten (Garner et al., 2017; Broadmeadow et al., 2011; Johnson, 2004; Hester und Doyle, 2011; Boothroyd et al., 2004; Imholt et al., 2013; Beschta, 1997; Rutherford et al., 1997).

Deshalb kann davon ausgegangen werden, dass die im Wassertemperaturmodell implementierten Prozesse die Sensitivität der Wassertemperatur im Gewässer gegenüber Variationen in der Beschattung der Wasseroberfläche hinreichend abbilden.

7.4 Berechnete statische und dynamische Vegetationsperioden

Die Berechnung der Vegetationsperiode erfolgte mit drei verschiedenen Ansätzen. Zum einen wurde der langjährige mittlere beobachtete Eintritt phänologischer Leitphasen für den Beginn und das Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls zur statischen Beschreibung der Vegetationsperiode herangezogen (7.4.1). Darüber hinaus wurde der Eintritt dieser Phasen mit phänologischen Temperatursummen-Modellen (7.4.2) und mit dem Growing Season Index (7.4.3) in Abhängigkeit von meteorologischen Beobachtungen an der Station Soltau simuliert.

In diesem Abschnitt werden berechnete Vegetationsperioden im Vergleich zum beobachteten Eintritt phänologischer Leitphasen dargestellt. Es wird geprüft, wie gut die beobachtete Vegetationsperiode im Untersuchungsgebiet abgebildet wurde und ob der jeweilige Ansatz geeignet ist, um Zeiträume der Blattentfaltung und des Blattfalls für eine jahreszeitlich variable Parametrisierung der Gewässerbeschattung abzuleiten.

7.4.1 Langjährige mittlere Vegetationsperiode aus phänologischen Beobachtungen

7.4.1.1 Aufbereitung und Auswertung der phänologischen Daten

Die Rohdaten der ausgewählten phänologischen Beobachtungen im Zeitraum 1991 – 2016 sind in Abb. 7.11 dargestellt. Abb. 7.12 zeigt die aufgefüllten und von zweifelhaften Beobachtungen befreiten Stationszeitreihen.

Der Beginn der Blüte von *F. suspensa* und *S. nigra* wurde an den ausgewählten Stationen in einem Jahr zu ähnlichen Zeiten beobachtet. Die Unterschiede zwischen den Stationen waren gering. Der beobachtete Eintritt von Blattverfärbung und Blattfall von *Q. robur* wiesen dagegen vergleichsweise große Unterschiede zwischen den Stationen auf. Das ist vor allem darauf zurückzuführen, dass sich der Eintrittstermin der Frühjahrsphasen eindeutiger festlegen lässt als der der Herbstphasen. So definiert der DWD (2015) den Beginn der Blüte von *F. suspensa* als „[...] eingetreten, wenn an einem freistehenden Forsythienstrauch die ersten Blüten an drei verschiedenen Bereichen des Strauches vollständig geöffnet sind (Abb. 6.15a).“ Analog wird der Beginn der Blüte von *S. nigra* „[...] erreicht, wenn an der am weitesten entwickelten Trugdolde etwa die Hälfte der Einzelblüten völlig geöffnet sind (Abb. 6.15b).“ Im Gegensatz dazu ist für die Dokumentation der Herbstphasen die Abschätzung der anteilig verfärbten, bzw. gefallenen Blätter durch den Beobachter nötig: „Herbstliche Blattverfärbung [...] ist erreicht, wenn sich das Laub des Beobachtungsbaumes etwa zur Hälfte herbstlich verfärbt hat (Abb. 6.15c).“; für den „Blattfall [...] ist der Zeitpunkt zu ermitteln, wenn etwa die Hälfte der gesamten Blätter abgefallen ist (Abb. 6.15d) (DWD, 2015)“. Der Eintritt der Frühjahrsphasen variierte im betrachteten Zeitraum stark von Jahr zu Jahr. So wurde z.B. die Blüte von *S. suspensa* an der Station Bosser Bruch im Jahr 1998 am 55. Tag des Jahres und 1996 am 109. Tag des Jahres beobachtet. Die Herbstphasen zeigten dagegen wenig interannuelle Variabilität.

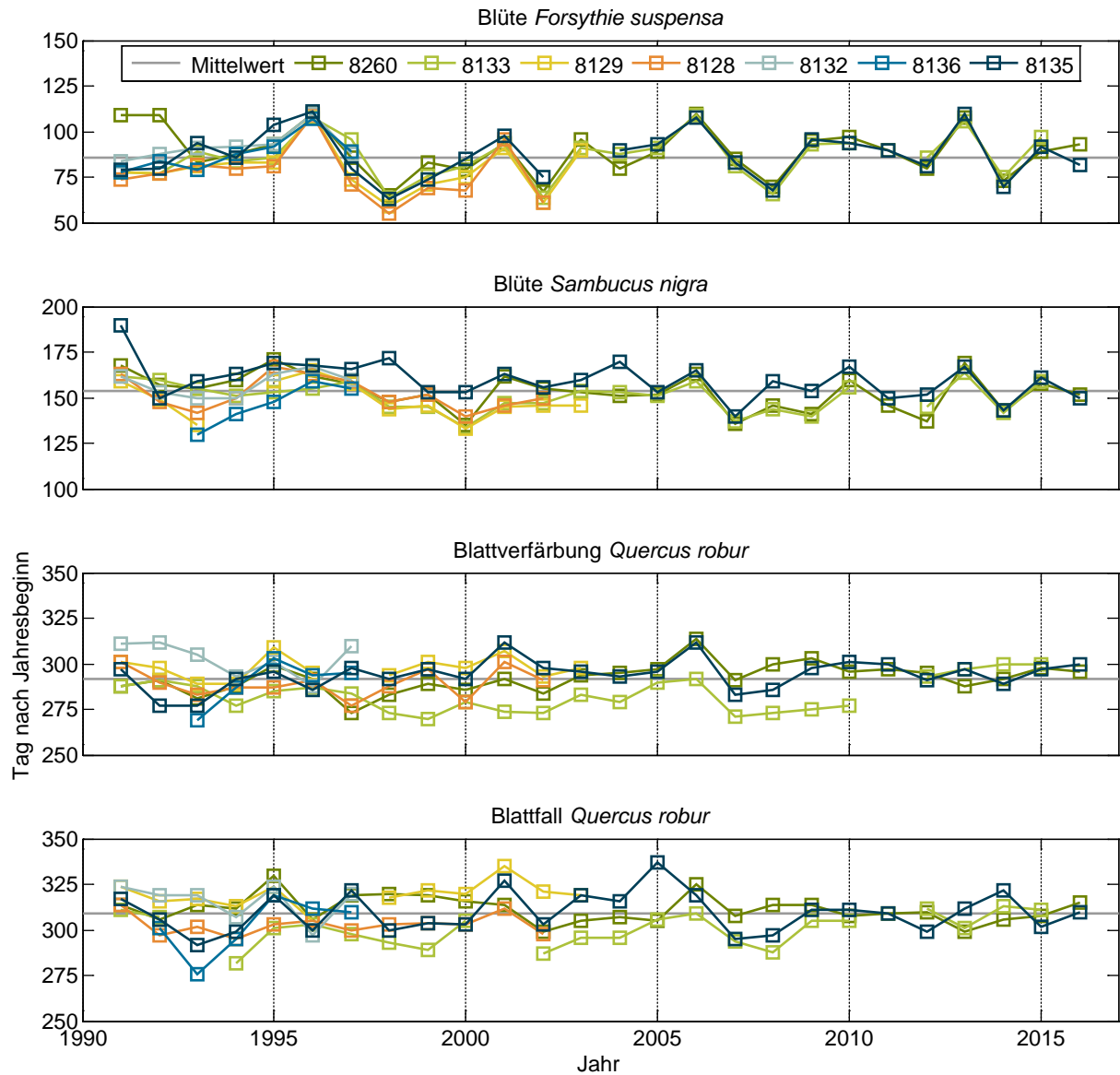


Abb. 7.11: Zeitreihen ausgewählter phänologischer Phasen und Stationen im Zeitraum 1991-2016 (Rohdaten)

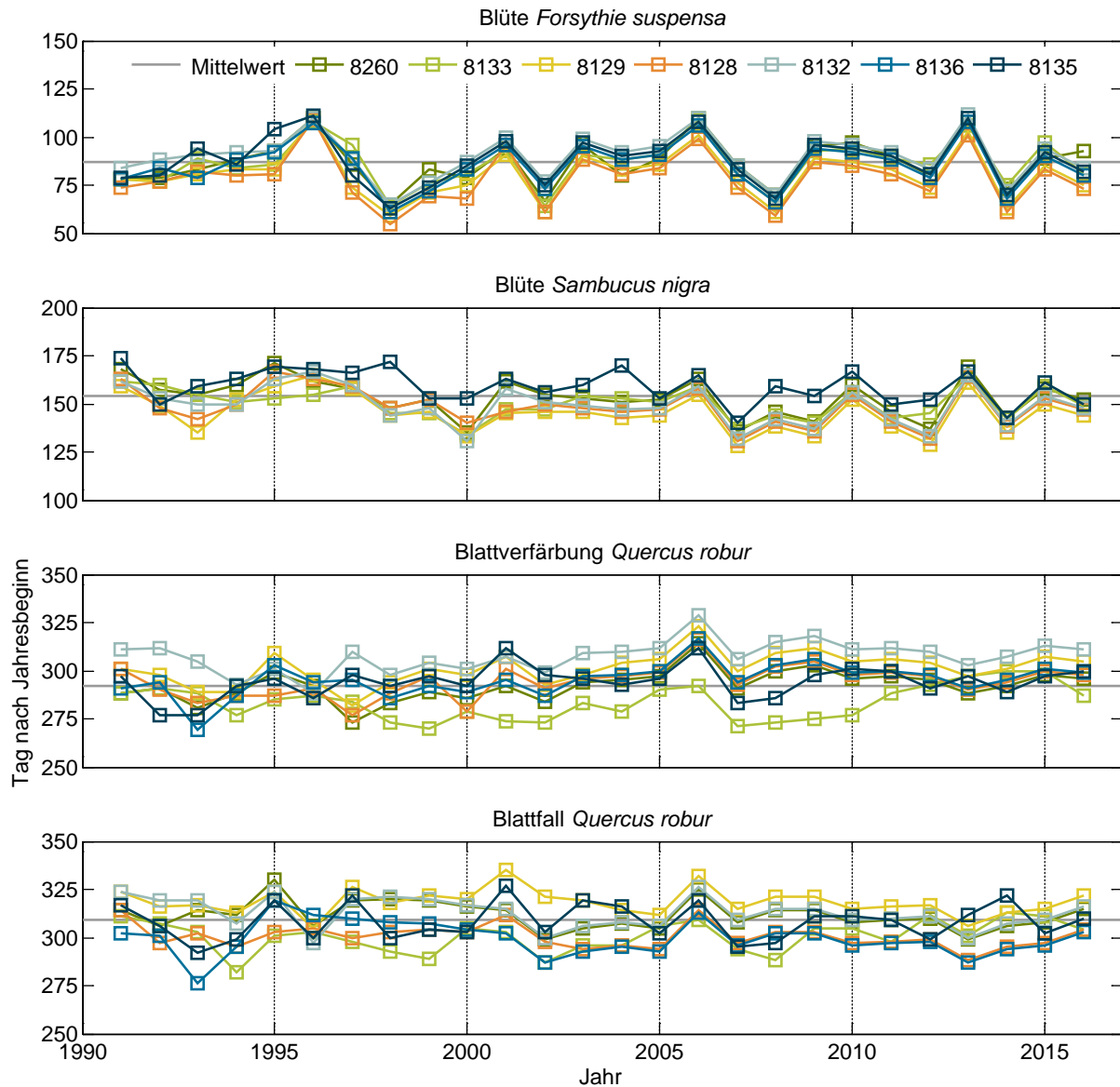


Abb. 7.12: Aufgefüllte und von zweifelhaften Beobachtungswerten bereinigte Zeitreihen ausgewählter phänologischer Phasen und Stationen im Zeitraum 1991-2016

Aus den aufgefüllten und von zweifelhaften Beobachtungen befreiten Stationszeitreihen wurde der für das Beobachtungsgebiet repräsentative Eintritt der ausgewählten phänologischen Leitphasen ermittelt (Tab. 7.2). Diese Zeitreihen wurden dann mit dem Mann-Kendall-Trendtest auf lineare Trends untersucht (Abb. 7.13). Der Test war positiv für den Beginn der Blüte von *S. nigra* (5%-Signifikanzniveau) und für die Blattverfärbung von *Q. robur* (1%-Signifikanzniveau). Demnach setzte die Blüte von *S. nigra* im betrachteten Zeitraum etwa 5 Tage pro Dekade früher ein (Anstieg nach Sen (1968) = - 0,49 d/Jahr). Die Blattverfärbung von *Q. robur* verspätete sich um 4,3 Tage pro Dekade (Anstieg nach Sen (1968) = + 0,43 d/Jahr). Für den Eintritt der Blüte von *S. suspensa* und dem Blattfall von *Q. robur* konnte kein signifikanter Trend im untersuchten Zeitraum und Gebiet nachgewiesen werden (5%-Signifikanzniveau). Demnach verlängerte sich zwar nicht die beobachtete Vegetationsperiode, aber die Zeit der vollständigen Belaubung der Gehölze.

Andere Studien über Trends in phänologischen Phasen in Deutschland und Europa stellten eine Verlängerung der Vegetationsperiode um etwa 10 Tage im Zeitraum 1961 – 2000 fest (Menzel und Fabian, 1999; Menzel et al., 2001; Chmielewski et al., 2004). Chmielewski et al. (2004) fanden einen Trend im Beginn der Vegetationsperiode von - 2,3 Tagen pro Dekade in Deutschland. Menzel und Fabian (1999) fanden einen mittleren Trend in Frühjahrsphasen von - 2,0 Tagen pro Dekade und in Herbstphasen von + 1,6 Tagen pro Dekade in Europa. Die hier identifizierten Trends sind also stärker ausgeprägt als die dokumentierten großskaligen mittleren Trends verschiedener Frühjahrs- und Herbstphasen vor der Jahrtausendwende.

Tab. 7.2: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
Blüte <i>S. nigra</i>	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
Blattfall <i>Q. robur</i>	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	86	90	106	81	66	93	92	88	79	107	69	90	81
Blüte <i>S. nigra</i>	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	299
Blattfall <i>Q. robur</i>	305	303	320	302	306	310	306	305	307	299	307	305	311

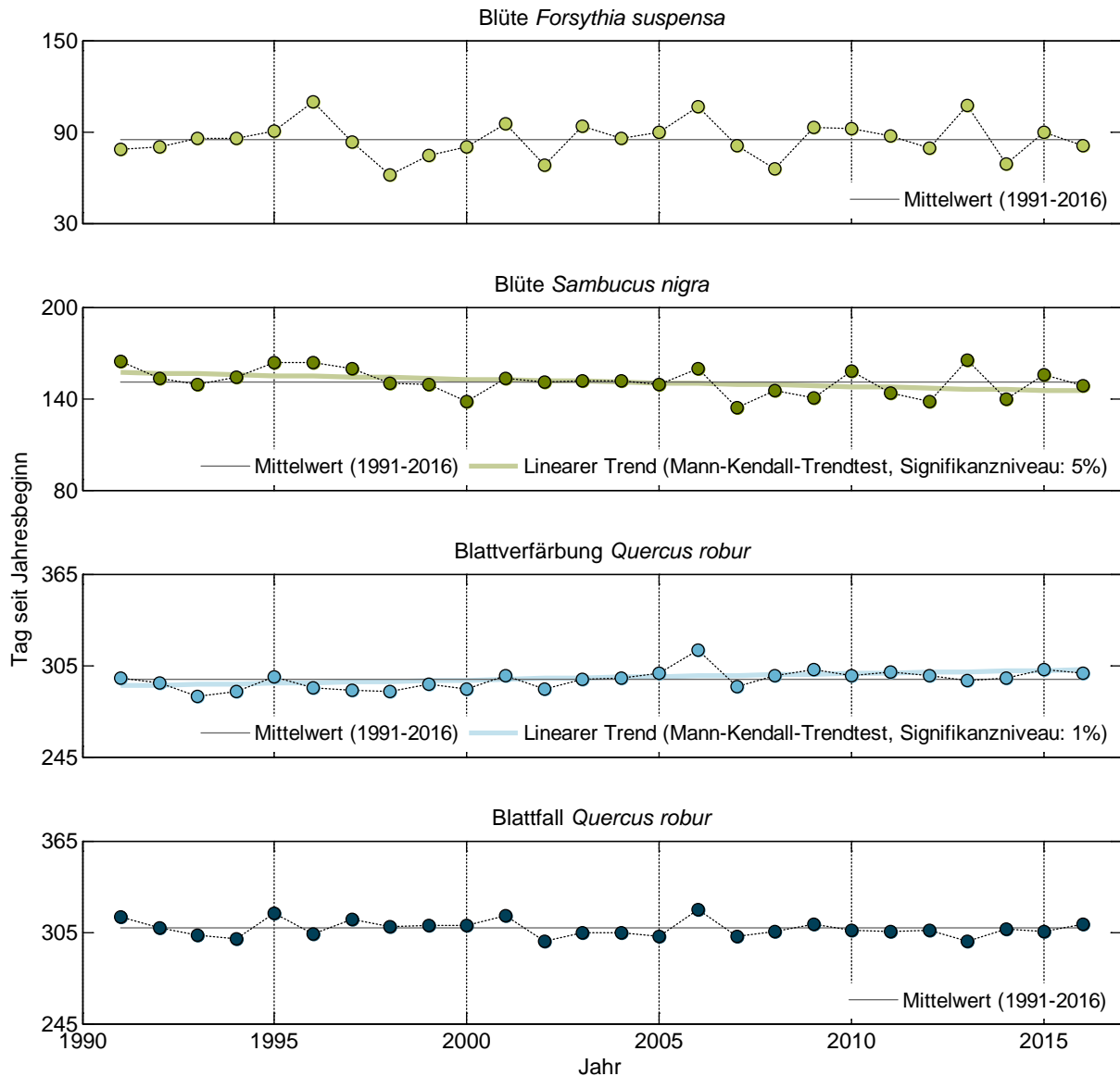


Abb. 7.13: Mittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen. Lineare Trends in den Zeitreihen wurden mit dem Mann-Kendall-Trendtest (Mann, 1945; Kendall und Gibbons, 1990) mit Anstieg nach Sen (1968) ermittelt.

7.4.1.2 Vegetationsperiode

Die langjährige mittlere Vegetationsperiode (LMP) ergab sich aus dem arithmetischen Mittel über die Jahre 1991 - 2016 und alle ausgewählten Stationen (Tab. 7.3). Demnach begann die Blühtentfaltung im betrachteten Zeitraum im Mittel am 85. Tag des Jahres und war am 151. Tag abgeschlossen. Der Blattfall setzte durchschnittlich am 296. Tag ein und endete am 307. Tag.

Der Beginn der Blüte von *S. suspensa* wich in diesem Zeitraum im Mittel um 9 Tage vom langjährigen mittleren Phaseneintritt ab, wobei in 4 Jahren, (2001, 2002, 2008 und 2014) die Abweichung größer als 10 Tage und in weiteren 4 Jahren größer als 20 Tage war (1996, 1998, 2006 und 2013). Die mittlere Abweichung des Beginns der Blüte von *S. nigra* vom langjährigen mittleren Phaseneintritt betrug 7 Tage. In neun Jahren war die Abweichung größer als 10 Tage (1991, 1995, 1996, 2000, 2007, 2009 und 2012-14). Abweichungen größer als 20 Tage traten nicht auf. Der Eintritt

der phänologischen Herbstphasen zeigte weniger Abweichung vom langjährigen Mittelwert (Blattverfärbung *Q. robur* 5 Tage, Blattfall *Q. robur* 4 Tage), wobei Abweichungen größer 10 Tage bei der Blattverfärbung 1993 und 2006, beim Blattfall nur 2006 auftraten.

Es ist zu erwarten, dass bei trendbehafteten Phasen (Blüte *S. nigra* und Blattverfärbung *Q. robur*) die Abweichung vom langjährigen Mittel im Referenzzeitraum 1991 – 2016 in der Zukunft zunehmen wird.

Tab. 7.3: Langjähriger mittlerer Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen 1991 - 2016 nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen.

1991 - 2016	Blüte <i>F. suspensa</i>	Blüte <i>S. nigra</i>	Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	Blattfall <i>Q. robur</i>
Tag seit Jahresbeginn	85	151	296	307
min	55	128	269	276
max	112	174	329	335
Anzahl	182	156	182	182
Standardabweichung	12,7	10,2	10,8	10,4
Mittlerer Absolutfehler [d]	9	7	5	4

Die Dauer der Blattentfaltung variierte im Zeitraum von 1991 bis 2016 zwischen 47 und 88 Tagen (Mittelwert 66 Tage). Die Dauer des Blattfalls variierte zwischen 3 und 36 Tagen (Mittelwert 12 Tage). Diese Ergebnisse zeigen deutlich, dass die Blattentfaltung länger andauert als der Blattfall und die Annahmen, die bisher zum jahreszeitlichen Verlauf der Belaubung bei der Wassertemperatursimulation getroffen wurden (vergl. Abschnitt 3.4) hier nicht zutreffend sind.

Die Tab. 7.4 fasst die über die ausgewählten Stationen gemittelten Eintrittstermine der für die Blattentfaltung und den Blattfall relevanten phänologischen Phasen im Jahr 2015 zusammen. Die Blattentfaltung begann am 90. Tag des Jahres und endete am 156. Tag, also jeweils 5 Tage später als im langjährigen Mittel. Der Blattfall begann 6 Tage später (302. Tag) und endete 2 Tage früher (305. Tag) als durchschnittlich im Referenzzeitraum 1991 - 2016.

Tab. 7.4: Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen 2015 nach Auffüllen unvollständiger Beobachtungsreihen (Mittelwerte der ausgewählten Stationen).

2015	Blüte <i>F. suspensa</i>	Blüte <i>S. nigra</i>	Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	Blattfall <i>Q. robur</i>
Tag seit Jahresbeginn	90	156	302	305
Datum	31.03.2015	05.06.2015	29.10.2015	01.05.2015
min	83	150	297	296
max	97	161	313	315
Anzahl	7	6	7	7
Standardabweichung	4,9	4,0	5,8	7,3

7.4.2 Dynamische Vegetationsperiode mit phänologischen Temperatursummen-Modellen

Es wurden drei phänologische Temperatursummen-Modelle eingesetzt, um den Eintritt der für die Beschattungsentwicklung entscheidenden phänologischen Leitphasen aus der Lufttemperatur und phänologischen Beobachtungen zu ermitteln. Jedes Modell wurde mit einer Basistemperatur $T_{Basis} = 0^{\circ}\text{C}$ und einer berechneten Basistemperatur parametrisiert. Im Folgenden wird zunächst das Ergebnis der Basistemperaturberechnung vorgestellt (7.4.2.1). Anschließend erfolgt die Darstellung der Modellergebnisse mit einer ausgewählten berechneten Basistemperatur (7.4.2.2) und einer Basistemperatur von 0°C (7.4.2.3).

7.4.2.1 Berechnung der Basistemperatur

Die Basistemperatur T_{Basis} wurde auf Grundlage des beobachteten Phaseneintritts und der in der Zeit bis zum Phaseneintritt beobachteten Lufttemperatur nach Yang et al. (1995) ermittelt (vergl. Abschnitt 0). Die nach dem Zielkriterium der kleinsten Standardabweichung der Temperatursumme ermittelte Basistemperatur (Methode 2 in Tab. 7.5) wich deutlich von dem Ergebnis der drei anderen Methoden ab. Die Basistemperaturen nach Methode 1, 3 und 4 zeigten absolute Abweichungen von weniger als $0,5^{\circ}\text{C}$ untereinander. Diese Beobachtung machten auch Yang et al. (1995) bei der Berechnung der Basistemperatur für die Erntereife von Brechbohne, Kuhbohne und Zuckermais. Deshalb empfahlen die Autoren, die Methoden 1, 3 und 4 der Methode 2 vorzuziehen, ohne aber eine Methode zu favorisieren.

Da es sich bei der Basistemperatur nur um eine statistische Größe handelt, die stark von der physiologischen Minimumtemperatur der Pflanzenentwicklung abweichen kann (Bonhomme, 2000), ist eine kritische Bewertung der absoluten Zahlenwerte schwierig. Yang et al. (1995) gaben als Beispiel für zweifelhafte berechnete Basistemperaturen Werte von -106°C und darunter an. Im Vergleich dazu erscheinen die hier vorgestellten Basistemperaturen, die zwischen $6,7^{\circ}\text{C}$ und $15,5^{\circ}\text{C}$ variieren, plausibel.

Tab. 7.5: T_{Basis} [$^{\circ}\text{C}$] nach vier Berechnungsmethoden (1 - kleinste Standardabweichung der Temperatursumme, 2 - kleinste Standardabweichung der Tage bis zum Phaseneintritt, 3 - Variationskoeffizient der Temperatursumme, 4 - Regressionskoeffizient)

	1	2	3	4
Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	6,66	1,63	7,04	7,02
Blüte <i>Sambucus nigra</i>	15,34	2,64	15,49	15,49
Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	8,61	10,95	8,15	8,15
Blattfall <i>Quercus robur</i>	7,05	11,10	6,83	6,84

Die im Folgenden dargestellten Berechnungen der Temperatursumme erfolgten mit der nach der Methode 1 berechneten Basistemperatur. Die Auswahl erfolgte zufällig aus den Methoden 1, 3 und 4.

7.4.2.2 Temperatursummen-Modelle mit berechneter Basistemperatur

Zur Simulation des Eintritts der ausgewählten phänologischen Leitphasen wurde zunächst die Temperatursumme mit den im Abschnitt 7.5.1. vorgestellten Methoden ermittelt. Dabei wurden die Basistemperaturen nach Methode 1 in Tab. 7.5 zugrunde gelegt.

Die Temperatursumme zeigte innerhalb eines Jahres einen typischen sigmoidalen Verlauf, mit einem annähernd linearen Anstieg in Zeiten, in denen die mittlere Lufttemperatur größer als die Basistemperatur war (Abb. 7.14). Zu Beginn des Jahres und am Jahresende ist der Anstieg der Temperatursumme geringer. Je kleiner die Basistemperatur, desto größer war die im Verlauf eines Jahres erreichte Temperatursumme. Bei allen phänologischen Phasen wurden mit der modifizierten Mittelwertmethode höhere Temperatursummen erreicht als mit der Mittelwertmethode. Die größten Temperatursummen ergaben sich aus der Sinuskurvenmethode. Das ist auf die unterschiedliche Berücksichtigung von Tagen mit Temperaturen im Bereich um die Basistemperatur durch die verwendeten Verfahren zurückzuführen (vergl. Abschnitt 6.6.1). Die relativen Unterschiede zwischen den mit unterschiedlichen Methoden berechneten Temperatursummen einer Phase waren umso größer, je höher die zugrundeliegende Basistemperatur war.

Aus der Temperatursumme, die am Tag des beobachteten Eintritts einer phänologischen Phase erreicht wurde, ergab sich die kritische Temperatursumme für diese Phänophase im entsprechenden Jahr. Das arithmetische Mittel über den Trainingszeitraum lieferte die mittlere kritische Temperatursumme für die Vorhersage des Phaseneintritts aus der Lufttemperatur (Tab. 7.6). Einhergehend mit größeren Temperatursummen waren auch die mittleren kritischen Temperatursummen des Trainingszeitraumes umso größer, je niedriger die Basistemperatur und je detaillierter die Berücksichtigung von Tagen mit Lufttemperaturen um die Basistemperatur war.

Abb. 7.15 zeigt den Tag des simulierten Eintritts der phänologischen Leitphasen im Vergleich zur Beobachtung. Der Eintritt der Frühjahrsphasen (Blühbeginn von *F. suspensa* und *S. nigra*) wurde in den Jahren 1995 - 2005 und 2015 - 2016 (Simulationszeitraum) gut durch die Simulation wiedergegeben. Eintrittstermine aus der Mittelwertmethode wichen tendenziell stärker von der Beobachtung ab als die mit der modifizierten Mittelwertmethode und Sinuskurvenmethode simulierten. Auch ein vergleichsweise früher (z.B. 1998, 2002) oder später (z.B. 1996, 2003) Beginn der Vegetationsperiode wurde durch die Simulation abgebildet. Der Eintritt der Herbstphasen (Blattverfärbung und Blattfall von *Q. robur*) konnte nicht zufriedenstellend simuliert werden. In vielen vergleichsweise kühlen Jahren (z.B. 1991, 1993, 1996, 1998, 2004, 2013) wurde die mittlere kritische Temperatursumme nicht erreicht.

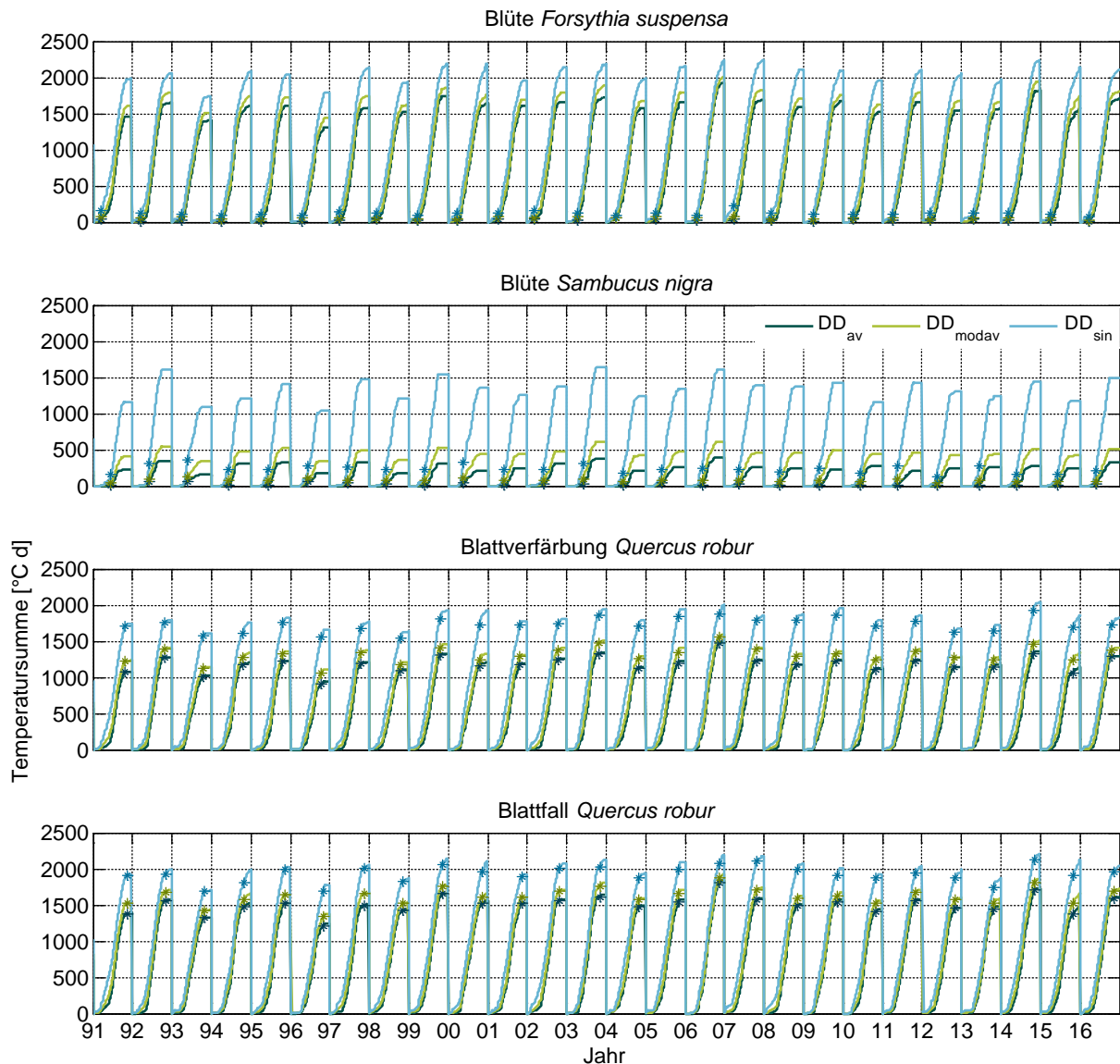


Abb. 7.14: Aus stündlichen Lufttemperaturen berechnete Temperatursummen mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 (Yang et al. 1995) berechnet. Die Sterne zeigen die Temperatursumme beim beobachteten Eintritt der Phase.)

Tab. 7.6: Mittlere kritische Temperatursumme [°C d] für den Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen (arithmetisches Mittel der Jahre 1991-1994 und 2006-2014). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 berechnet.

	DD_{av}	DD_{modav}	DD_{sin}
Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	24	57	124
Blüte <i>Sambucus nigra</i>	16	74	228
Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	1199	1318	1741
Blattfall <i>Quercus robur</i>	1514	1625	1927

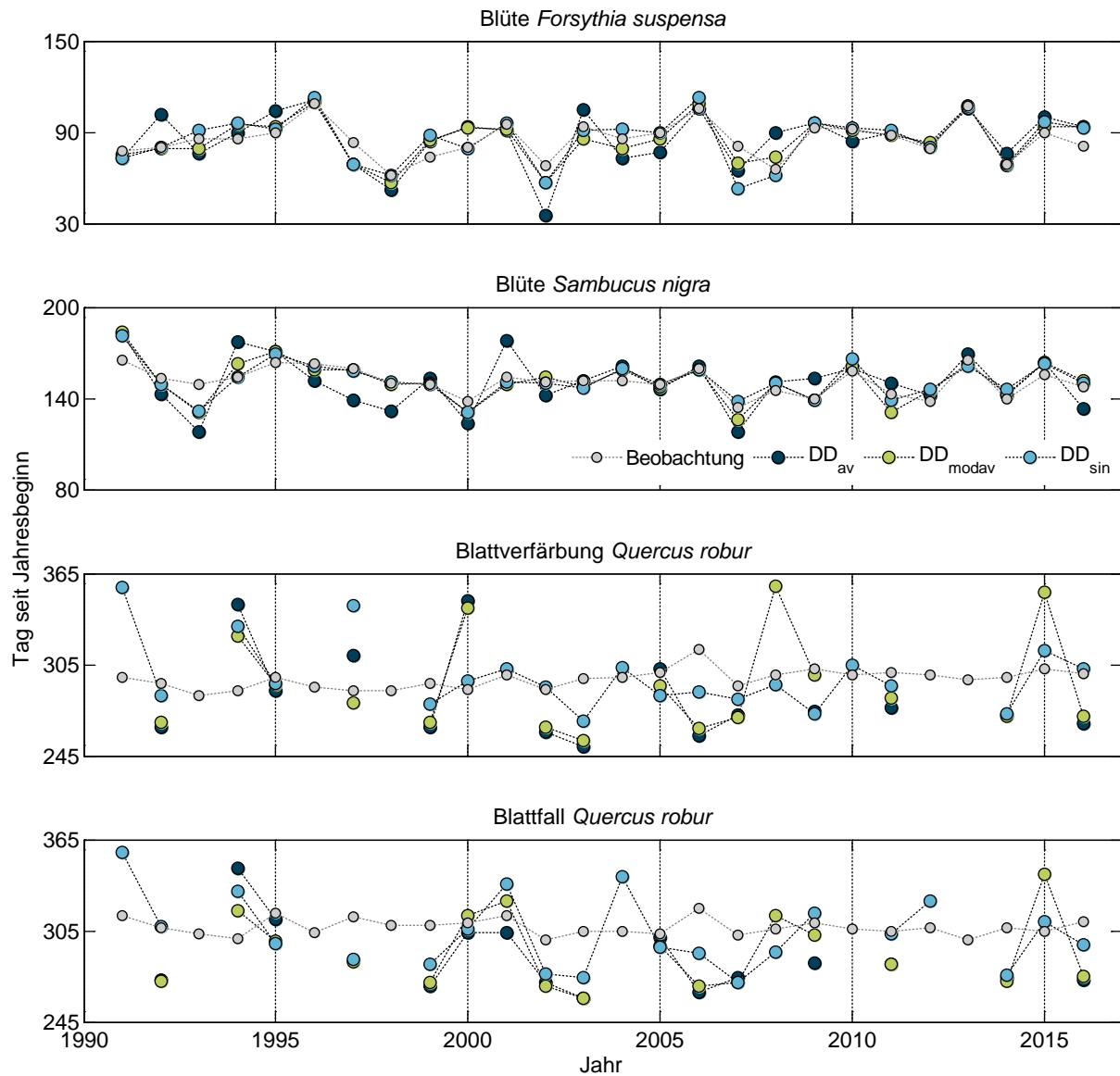


Abb. 7.15: Beobachteter und mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen vorhergesagter Eintritt phänologischer Phasen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur wurde für alle Phasen separat nach Methode 1 berechnet.

7.4.2.3 Temperatursummen-Modelle mit einer Basistemperatur von 0°C

Die Verwendung einer einheitlichen Basistemperatur führte für alle Phänophasen zu gleichen Temperatursummen (Abb. 7.16). Insgesamt wurden durch die niedrige Temperaturschwelle mit ca. 3000-4000°C d höhere Temperatursummen am Jahresende erreicht als mit den unter 7.4.2.1 berechneten Basistemperaturen (weniger als 2500°C d). Dabei führten alle drei Temperatursummenmodelle zu sehr ähnlichen Ergebnissen. Die am Jahresende erreichte Temperatursumme unterschied sich zwischen den Mittelwert- und Sinuskurven-Modellen um weniger als 100°C d, während die Unterschiede bei berechneter Basistemperatur bei etwa 500°C d, bei der Blüte von *S. nigra* sogar bei über 1000°C d lagen. Das ist darauf zurückzuführen, dass im Jahr weniger Tage Lufttemperaturen um 0°C aufweisen, als um 7°C, 8°C oder 15°C. Eine unterschiedlich detaillierte Berücksichtigung dieser Tage wirkt sich also weniger stark auf die Temperatursumme aus.

Auch die kritischen Temperatursummen unterschieden sich zwischen den Modellen weniger als bei berechneter Basistemperatur (Tab. 7.7).

Der Vergleich des simulierten Eintritts der phänologischen Leitphasen im Vergleich zur Beobachtung ist in Abb. 7.17 dargestellt. Die Frühjahrsphasen wurden sehr gut durch alle drei Modelle nachgebildet. Lediglich im Jahr 2007 wich der simulierte Eintritt der Blüte von *F. suspensa* von der Beobachtung ab. Insbesondere die Blüte von *S. nigra* konnte mit einer Basistemperatur von 0°C viel besser simuliert werden. Die Nachbildung der Herbstphasen gelang auch mit einer pauschalen Basistemperatur nicht zufriedenstellend.

Trotz der guten Abbildung der Blüte von *S. nigra* konnte der Trend im beobachteten Ende der Blattentfaltung in den Simulationen nicht nachgewiesen werden (kein signifikanter Trend bei einem 5%-Signifikanzniveau).

Der mittlere Absolutfehler (MAE) für die Vorhersage der phänologischen Leitphasen ist für die drei Temperatursummen-Modelle in Tab. 7.8 gegenübergestellt. Die Vorhersage der Frühjahrsphasen gelang mit einer mittleren Abweichung von 4 bis 11 Tagen, während die Herbstphasen mit einem MAE von 12 bis 19 Tagen nicht zufriedenstellend simuliert werden konnten. Bei beiden Basistemperatur-Varianten wurde das beste Simulationsergebnis mit der Sinuskurvenmethode erreicht. Bei Verwendung einer pauschalen Basistemperatur von 0°C waren die Unterschiede zwischen Simulation und Beobachtung geringer.

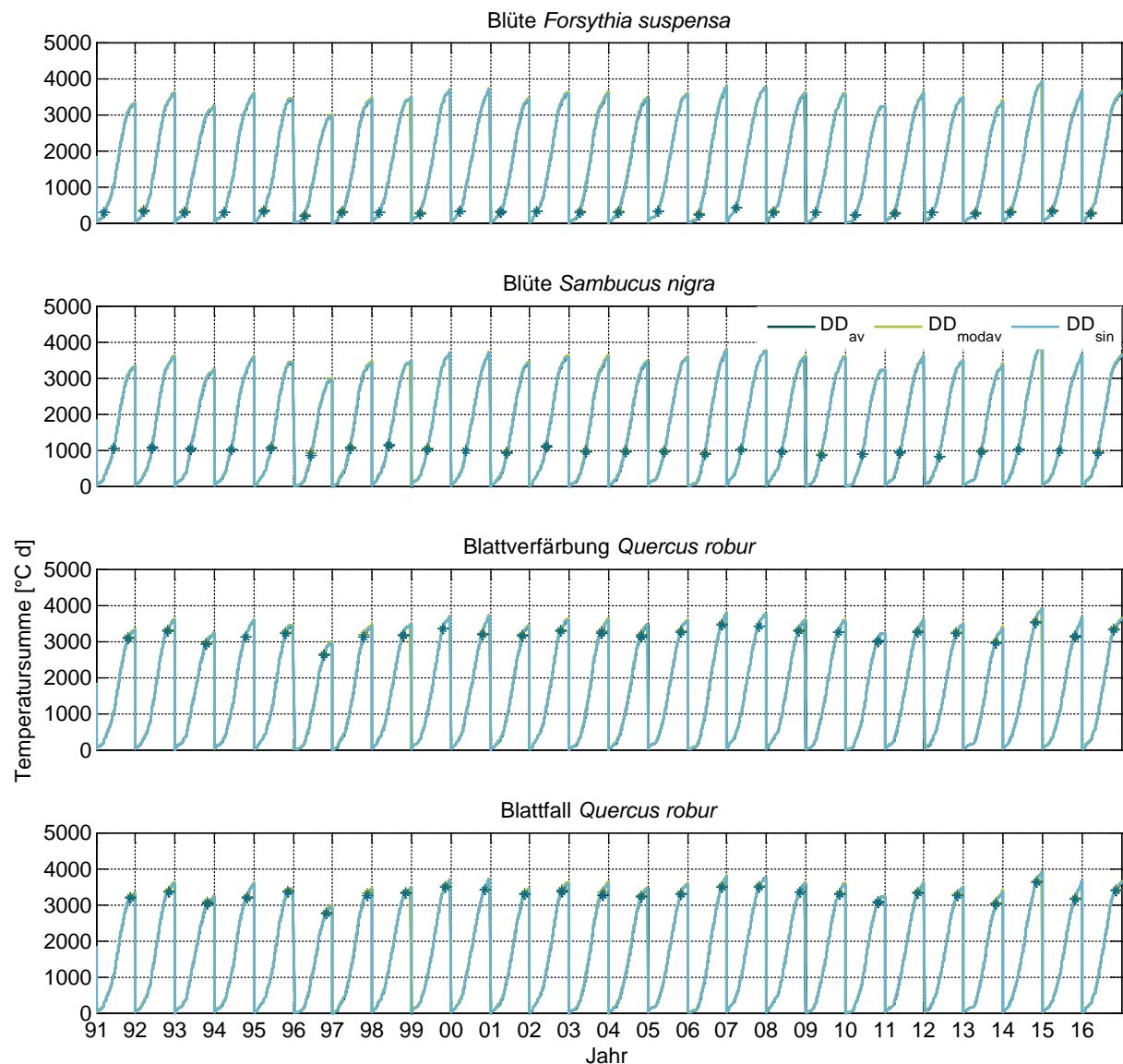


Abb. 7.16: Aus stündlichen Lufttemperaturen berechnete Temperatursummen mit drei unterschiedlichen Temperatursummen-Modellen (DD_{av} - Mittelwertmethode, DD_{modav} -modifizierte Mittelwertmethode, DD_{sin} - Sinuskurvenmethode). Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C. Die Sterne zeigen die Temperatursumme beim beobachteten Eintritt der Phase.)

Tab. 7.7: Mittlere kritische Temperatursumme [°C d] für den Eintritt ausgewählter phänologischer Phasen (arithmetisches Mittel der Jahre 1991-1994 und 2006-2014) Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C.

	DD_{av}	DD_{modav}	DD_{sin}
Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	281	302	285
Blüte <i>Sambucus nigra</i>	961	987	966
Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	3212	3239	3217
Blattfall <i>Quercus robur</i>	3283	3312	3289

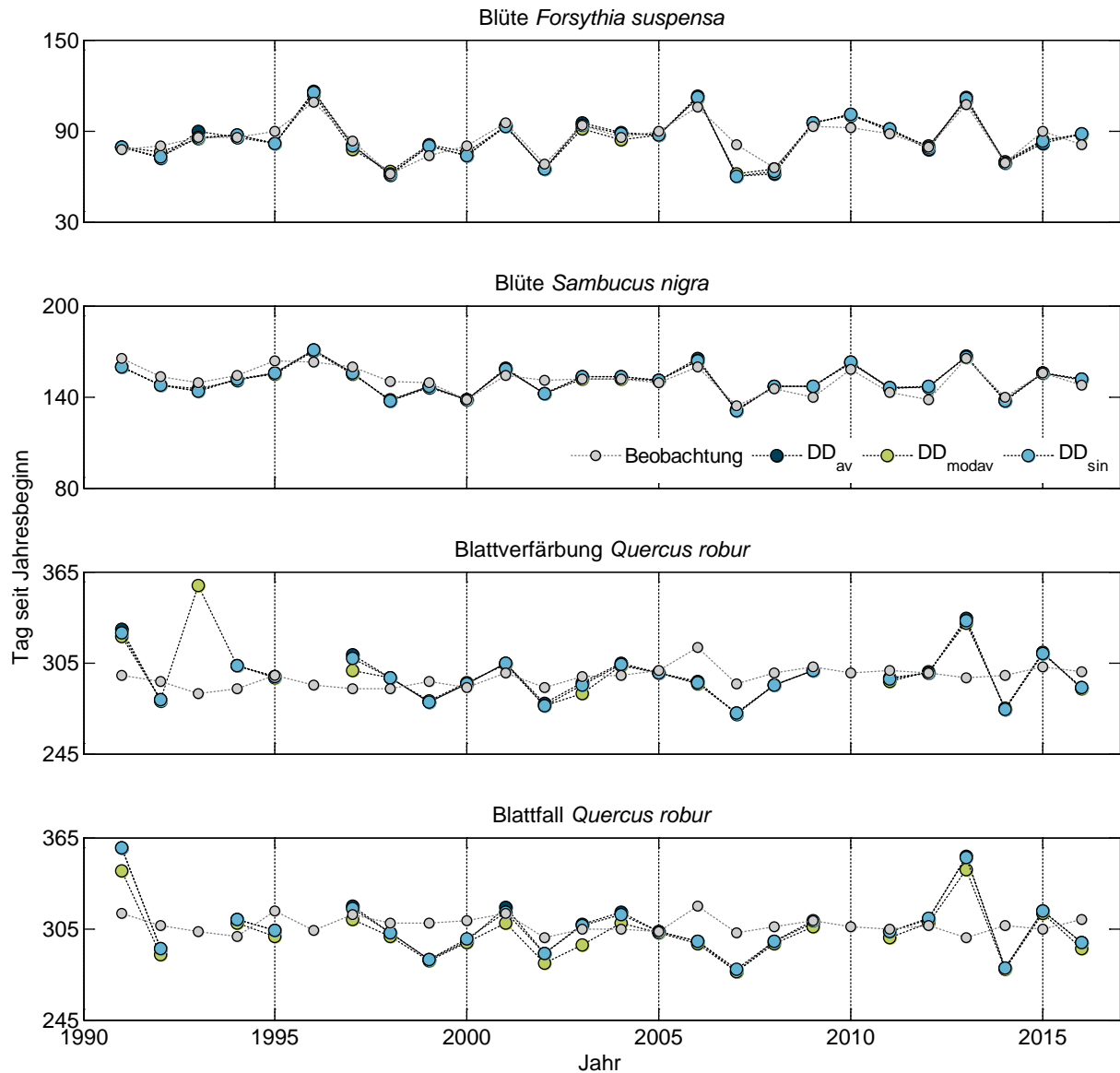


Abb. 7.17: Beobachteter und mit drei unterschiedlichen Grad-Tag-Modellen vorhergesagter Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwertmethode (DD_{av}), modifizierte Mittelwertmethode (DD_{modav}), Sinuskurvenmethode (DD_{sin})). Die Basistemperatur betrug für alle Phasen 0°C .

Tab. 7.8: Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen für die Vorhersage des Eintritts ausgewählter phänologischer Phasen 1991 – 2016 (Mittelwertmethode (DD_{av}), modifizierte Mittelwertmethode (DD_{modav}), Sinuskurvenmethode (DD_{sin}))

	Basistemperatur berechnet			Basistemperatur = 0°C		
	DD_{av}	DD_{modav}	DD_{sin}	DD_{av}	DD_{modav}	DD_{sin}
Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	10	6	5	5	4	4
Blüte <i>Sambucus nigra</i>	11	6	5	4	4	4
Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	18	19	14	12	14	12
Blattfall <i>Quercus robur</i>	16	18	16	15	15	14

7.4.2.4 Diskussion

Die Vorhersage phänologischer Phasen mit Temperatursummen-Modellen gelang umso präziser, je höher die durch die entsprechende Methode berechnete Temperatursumme war. Das Sinuskurvenverfahren führte zu besseren Ergebnissen als das Mittelwert- und das modifizierte Mittelwertverfahren. Damit wurden die Erfahrungen von Kalvāns et al., (2015) und Herms (2004) bestätigt. Ebenso wurden durch eine niedrig gewählte pauschale Basistemperatur bessere Ergebnisse erzielt als mit einer Basistemperatur, die mit dem statistischen Zielkriterium der kleinsten Standardabweichung der Temperatursumme aus beobachteten Phaseneintritten und Lufttemperaturen berechnet wurde. Mögliche Ursachen könnten z.B. in der Qualität der phänologischen Daten liegen. Auch Yang et al. (1995) beobachteten, dass fehlerbehaftete phänologische Beobachtungen zu zweifelhaften Basistemperaturen führten. Snyder et al. (1999) stellten statistische Berechnungsmethoden für die Basistemperatur in phänologischen Temperatursummen-Modellen in Frage und erzielten ebenfalls gute Ergebnisse mit einer pauschalen Basistemperatur von 0°C.

Die Abbildung früher Phasen gelang sehr gut. Die Temperatursumme als Maß für kumulierte Wärmemenge stellt eine gute Approximation für die steuernden Faktoren der Blattentfaltung dar, was die weite Verbreitung der Temperatursummen-Modelle für die Vorhersage von Frühjahrsphasen erklärt (Olsson und Jönsson, 2014; Kalvāns et al., 2015; Menzel, 2007). Eine Vorhersage der phänologischen Leitphasen für Beginn und Ende des Blattfalls gelang mit den eingesetzten Temperatursummen-Modellen nicht. In vielen vergleichsweise kühlen Jahren war der Phaseneintritt nicht simulierbar, da die mittlere kritische Temperatursumme nicht erreicht wurde. Der Modelltheorie zufolge hätten in diesen Jahren keine Blattverfärbung und kein Blattfall der Stiel-Eiche stattgefunden. Die für diese Phasen entscheidenden meteorologischen Steuergrößen werden scheinbar durch das Temperatursummen-Konzept nicht erfasst. Nach Menzel (2007) sind die Einflussfaktoren der Blattverfärbung und des Blattfall komplexer und werden maßgeblich durch Tagestieftemperaturen und die Photoperiode beeinflusst. Darüber hinaus sind phänologische Daten der Herbstphasen stärker fehlerbehaftet, wodurch die Beobachtungen schwieriger zu analysieren sind (Estrella und Menzel, 2006).

Aufbauend auf diesen Ergebnissen wurde zur Ableitung einer Vegetationsperiode für die Simulation der Wassertemperatur auf Grundlage von Temperatursummen-Modellen die Sinuskurven-Methode mit einer Basistemperatur von 0°C herangezogen.

Neben der an einer meteorologischen Station beobachteten Lufttemperatur gehen in die Temperatursummen-Modelle auch phänologische Beobachtungen ein. Dadurch wird der Zusammenhang zwischen Phaseneintritt und Temperatursumme sozusagen an Beobachtungsdaten „kalibriert“. Dieses Vorgehen ermöglicht eine vergleichsweise präzise Vorhersage phänologischer Phasen, da z.B. genetische Variationen zwischen Pflanzen oder eine Abweichung der an der Station beobachteten Lufttemperatur von der tatsächlich von der Pflanze erfahrenen Temperatur implizit berücksichtigt werden. Allerdings können fehlerhafte phänologische Beobachtungsdaten zu Fehlern in der Vorhersage führen.

7.4.3 Dynamische Vegetationsperiode mit dem Growing Season Index

Der Growing Season Index (GSI) wurde auf Grundlage stündlicher meteorologischer Beobachtungen an der Station Soltau für den Zeitraum von 1991 bis 2016 berechnet. Für die Ableitung der Vegetationsperiode wurde angenommen, dass die Blattentfaltung mit Erreichen eines GSI von 0,5 einsetzt und bei etwa 1 abgeschlossen ist. Der Blattfall beginnt im Herbst durch Fallen des GSI unter 0,5 und ist bei etwa 0 abgeschlossen. Da die Obergrenze des GSI von 1 zum Teil sehr spät im Jahr oder nur annähernd erreicht wurde, erfolgte eine Prüfung von jeweils drei kritischen GSI-Werten ($GSI > 0,95$; $GSI > 0,97$ und $GSI > 0,99$) für die Vorhersage des Endes der Blattentfaltung. Ebenso wurden für die Vorhersage des Endes des Blattfalls drei kritische Werte getestet ($GSI < 0,02$, $GSI < 0,01$ und $GSI = 0,00$) (vgl. 6.7).

Abb. 7.18 zeigt den berechneten GSI sowie die drei Indizes für die entwicklungslimitierende Wirkung der Tagestiefsttemperaturen ($iTmin$), des Wasserdampfdefizits der Luft ($iVPD$) und der Tageslänge ($iPhoto$) für ausgewählte Jahre. Alle Jahre im Zeitraum 1991 bis 2016 sind in Abb. A 1 bis A 4 im Anhang aufgeführt. Ein Vergleich mit Abb. 6.3 und Abb. 6.4 zeigt deutlich den Einfluss der besonderen meteorologischen Bedingungen in den ausgewählten Jahren auf den GSI.

Im Jahr 1996 wurden niedrige Lufttemperaturen in den Monaten Januar, Februar und März beobachtet. Im Mai sanken die Temperaturen und auch die Sonnenscheindauer bis zum Minimum des 30-jährigen Referenzzeitraumes. Niedrige Tagestiefsttemperaturen führen im GSI-Konzept zu kleinen Zahlenwerten des $iTmin$. Der GSI stieg folglich in diesem Jahr sehr langsam und erreichte erst spät (am 107. Tag des Jahres) Werte über 0,5. Er zeigte einen vergleichsweise späten Beginn der Vegetationsperiode an. Während der kühlen und strahlungsarmen Sommermonate wurden kritische Feuchtedefizite, die über den $iVPD$ den GSI reduzierten, nur selten beobachtet.

Das erste Quartal des Jahres 1998 war durch besonders milde Lufttemperaturen gekennzeichnet. Der Anstieg des GSI erfolgte im Frühjahr schnell und war nur selten temperaturlimitiert. Die simulierte Vegetationsperiode begann am 80. Tag, obwohl bereits am 68. Tag ein GSI von 0,48 erreicht wurde.

Im Jahr 2003 stieg der GSI im März zunächst aufgrund milder Temperaturen schnell an, brach dann aber wieder temperaturbedingt ein. Der kritische GSI von 0,5 wurde erst am 106. Tag erreicht. Außergewöhnlich hohe Lufttemperaturen von Mai bis September 2003 resultierten in einem für die mittleren Breiten ungewöhnlichen Wasserdampfdefizit, das den GSI vor allem im August reduzierte. Im Jahr 2005 herrschten weitestgehend durchschnittliche meteorologische Bedingungen. Die mit dem GSI simulierte Vegetationsperiode begann am 78. Tag.

Die milden Lufttemperaturen im ersten Quartal 2015 führten zu einem schnellen Anstieg des GSI, der bereits am 67. Tag 0,5 überstieg. Ende März und Anfang April, aber auch bis in den Juni hinein traten immer wieder tiefe Lufttemperaturen auf, sodass der GSI wieder unter 0,5 fiel und erst ab Mitte April kontinuierlich anstieg. Die außergewöhnlich hohen beobachteten Temperaturen im Juli äußerten sich im $iVPD$.

Das durch den GSI angezeigte Ende der Vegetationsperiode wurde in den betrachteten Jahren aufgrund der limitierenden Tageslänge erreicht. Lediglich im außergewöhnlich kalten Oktober 2003 fiel der GSI temperaturbedingt etwas früher als sonst unter den kritischen Wert von 0,01.

Im untersuchten Gebiet und Zeitraum wurde der Beginn der Vegetationsperiode dem GSI-Konzept zur Folge nach erreichter Tageslänge von 11 h ausschließlich durch die Lufttemperatur gesteuert, während das Ende der Vegetationsperiode meist nur von der Tageslänge abhing. Trockenheit hatte keinen Einfluss auf Beginn oder Ende der Vegetationsperiode.

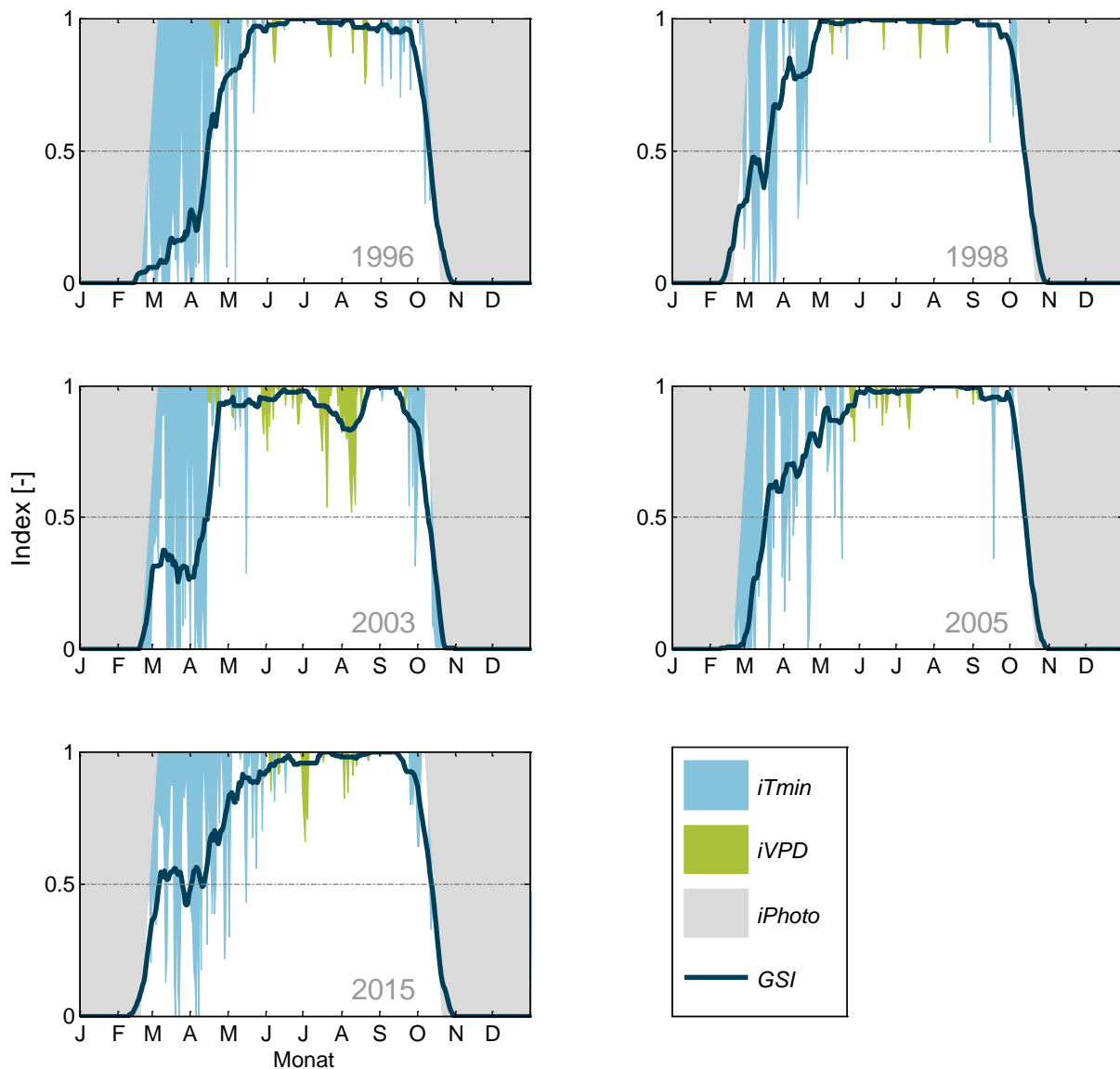


Abb. 7.18: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes in ausgewählten Jahren (*iTmin* - Index für die Tagestiefsttemperatur, *iVPD* - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, *iPhoto* - Index für die Tageslänge, GSI - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist.

Die zusammenfassende Darstellung des GSI und der beobachteten phänologischen Leitphasen über den gesamten Zeitraum 1991 bis 2016 (Abb. 7.19) zeigt, dass der beobachtete Beginn der Vegetationsperiode um über 50 Tage variierte. Diese Variabilität wurde vom GSI sehr gut abgebildet. Der beobachtete Beginn und das Ende des Blattfalls differierten um 30 bzw. 21 Tage, während sich die mit dem GSI simulierten Termine nur um 5 bzw. 8 Tage unterschieden.

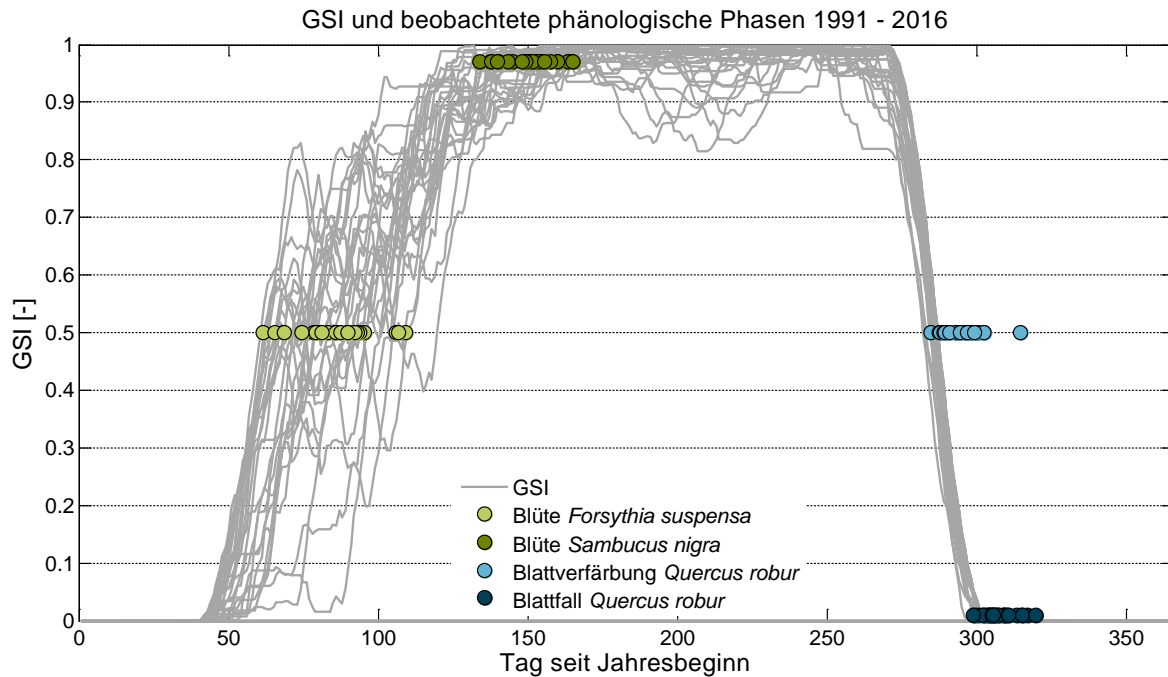


Abb. 7.19: Vergleich des aus Klimadaten der Station Soltau berechneten GSI mit dem beobachteten Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwerte ausgewählten Stationen in den Jahren 1991 bis 2016). Die Eintrittstermine der Blüte von *S. nigra* wurden bei GSI = 0,97 eingetragen, der Blattfall von *Q. robur* bei GSI = 0,01.

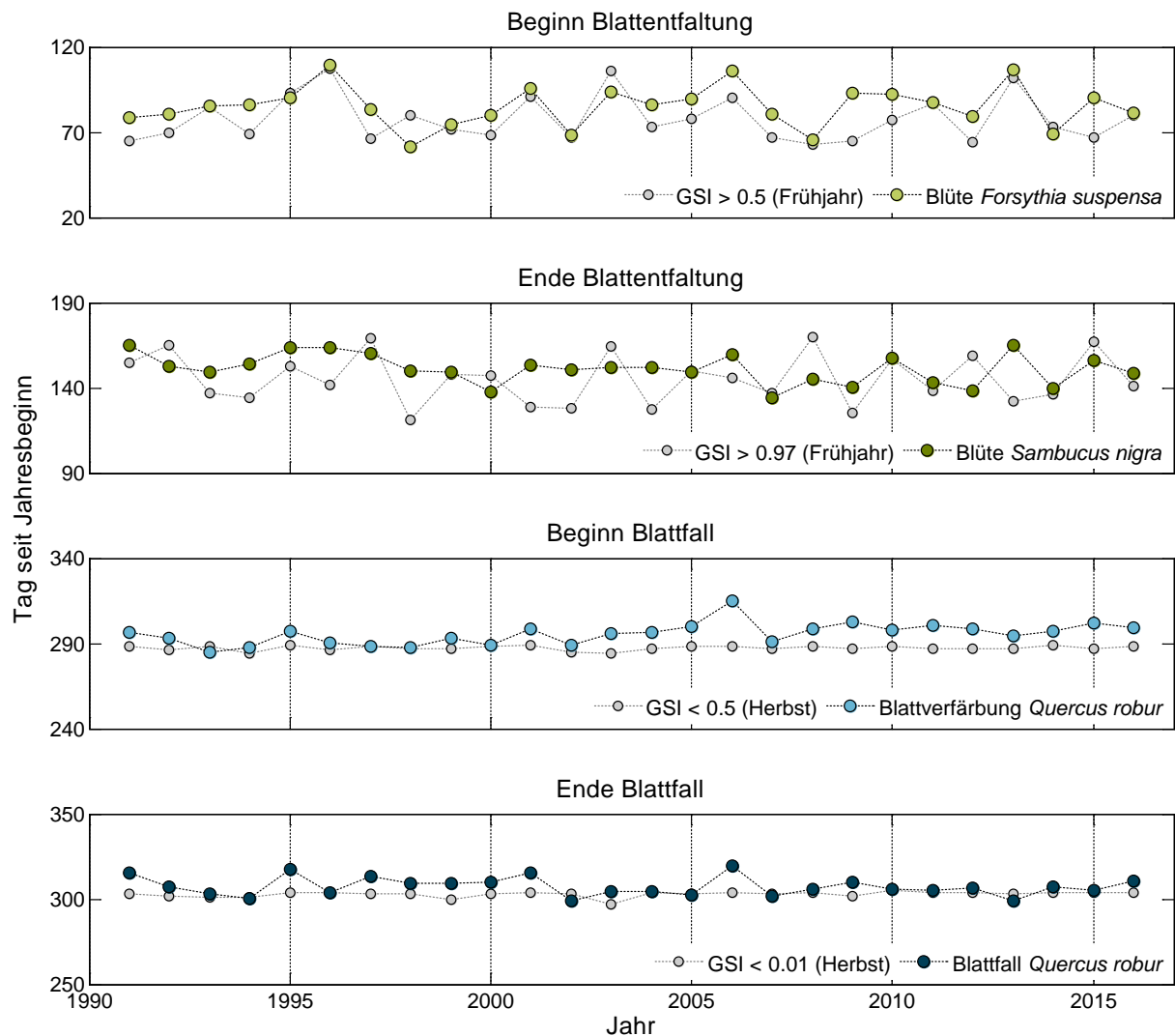
Der mittlere Absolutfehler (MAE) für die Vorhersage des Eintritts der ausgewählten phänologischen Leitphasen mit dem GSI ist in Tab. 7.9 dargestellt. Die Überschreitung des kritischen GSI von 0,97 führte zur geringsten Abweichung bei der Vorhersage der Blüte von *S. nigra* und wurde deshalb als bestes Kriterium ausgewählt. Der Blattfall von *Q. robur* wurde mit dem Kriterium GSI < 0,01 mit einem MAE von 5 d simuliert. Der Ansatz GSI = 0,00 führte zu einem MAE von 4 d. Da aber mit dem Kriterium GSI = 0,00 eine sehr kleine interannuelle Variabilität des simulierten Phaseneintritts auftrat, wurde trotz des etwas größeren MAE die Unterschreitung des kritischen GSI von 0,01 für die Simulation des Endes der Vegetationsperiode favorisiert.

Jolly et al. (2005) konnten mit dem GSI die Blattentfaltung („*leaf onset*“) in einem Laubwald der gemäßigten Breiten mit einem MAE von 3 d über einen Zeitraum von 8 Jahren vorhersagen. Die Simulation des Blattfalls („*leaf offset*“) gelang in einem Zeitraum von 7 Jahren mit einem MAE von 2 d. Diese geringen Abweichungen konnten in dieser Untersuchung nicht reproduziert werden. Der simulierte Beginn und das Ende der Blattentfaltung wichen im Mittel um 10 d bzw. 14 d von der Beobachtung ab. Der Beginn und das Ende des herbstlichen Blattfalls konnten mit einem MAE von 9 d und 5 d vorhergesagt werden.

Ein zeitlich aufgelöster Vergleich des Eintritts kritischer GSI-Werte und beobachteter phänologischer Phasen wird in Abb. 7.20 gegeben. Es ist ein direkter Zusammenhang zwischen dem Eintritt der Blüte von *F. suspensa* und dem kritischen GSI von 0,5 erkennbar. Der Blühbeginn von *S. nigra* zeigt dagegen nur eine schwache Korrelation zum Überschreitungstermin eines GSI von 0,97. Die Phasen des herbstlichen Blattfalls und auch die Unterschreitungstermine des GSI von 0,5 und 0,01 variierten nur wenig von Jahr zu Jahr. Die Trends im beobachteten Ende der Blattentfaltung und im beobachteten Beginn des Blattfalls konnten in den GSI-Simulationen nicht nachgewiesen werden (kein signifikanter Trend bei einem 5%-Signifikanzniveau). Die Folge war eine zunehmende Abweichung zwischen beobachtetem und simuliertem Beginn des Blattfalls.

Tab. 7.9: Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen für die Vorhersage des Eintritts ausgewählter phänologischer Phasen mit dem GSI 1991 - 2016 (*ausgewähltes Kriterium)

Phase	(Kriterium)	MAE [d]
Blüte <i>Forsythia suspensa</i>	(GSI > 0,5)	10
Blüte <i>Sambucus nigra</i>	(GSI > 0,95)	16
	(GSI > 0,97)*	14
	(GSI > 0,99)	25
Blattverfärbung <i>Quercus robur</i>	(GSI < 0,5)	9
Blattfall <i>Quercus robur</i>	(GSI < 0,02)	6
	(GSI < 0,01)*	5
	(GSI = 0,00)	4

**Abb. 7.20:** Vergleich des aus Klimadaten der Station Soltau berechneten GSI mit dem beobachteten Eintritt phänologischer Phasen (Mittelwerte ausgewählten Stationen in den Jahren 1991 bis 2016).

7.4.3.1 Diskussion

Der vom GSI berechnete Beginn der Vegetationsperiode wurde im untersuchten Gebiet stark durch die Tagestieftemperatur gesteuert, sodass sich interannuelle Variationen der Witterung in einer dynamischen Reaktion der simulierten Blattentfaltung äußerten. Am Ende der Vegetationsperiode wirkte die Photoperiode limitierend auf die simulierte Pflanzenentwicklung. Sie wird im GSI über die maximal mögliche Sonnenscheindauer berechnet und ist damit an einem Ort in jedem Jahr gleich. Demzufolge variierte das simulierte Ende der Vegetationsperiode von Jahr zu Jahr nur um wenige Tage. Der beobachtete Eintritt der phänologischen Herbstphasen zeigte mehr Variation, wenn auch weniger als die Frühjahrsphasen. Der GSI überschätzt im untersuchten Gebiet den Einfluss der Photoperiode auf das Ende der Vegetationsperiode. Die Folge ist, dass das Ende der Vegetationsperiode nicht als dynamische Reaktion auf die Witterung sondern statisch abgebildet wird und so eine klimabedingte Veränderung nicht berücksichtigt wird. Bei den betrachteten phänologischen Phasen der Stiel-Eiche im untersuchten Gebiet scheint die Tageslänge erst später im Jahr limitierend zu wirken. Eine Untersuchung, ob eine Anpassung des Schwellenwertes für die Tageslänge zu einer dynamischeren Vorhersage des Blattfalls führen würde, sollte Gegenstand zukünftiger Forschung sein.

Weiterhin kam es bei der Vorhersage der Blüte von *F. suspensa* zu größeren Abweichungen, wenn durch milde Lufttemperaturen zu Jahresbeginn der GSI schnell anstieg und dann aufgrund kalter Nachttemperaturen im März wieder einbrach (z.B. 1998, 2009 und 2015). Mitteleuropa ist der immerfeuchten gemäßigten Klimazone zuzuordnen, in der aufgrund ganzjährig wandernder Tiefdruckgebiete starke Lufttemperaturvariationen auftreten (Häckel, 2012). Das GSI-Konzept wurde für die klimazonenübergreifende Vorhersage der Vegetationsperiode auf der globalen Raumskala entwickelt (Jolly et al., 2005). Zukünftige Untersuchungen sollten prüfen, ob eine intensivere Glättung des iGSI (z.B. 28-Tage-Mittelung statt 21-Tage-Mittelung) diese unerwünschte Fluktuation um die GSI-Schwelle von 0.5 unterbinden könnte.

7.4.4 Vergleich der Methoden

7.4.4.1 Abbildung phänologischer Beobachtungen

Die Abbildungsgüte der drei Ansätze für die Berechnung der Vegetationsperiode wird in Tab. 7.10 gegenübergestellt. Die Blattentfaltung konnte mit einem mittleren Absolutfehler von 4 bis 14 Tagen vorhergesagt werden. Mit dem Temperatursummen-Modell DDsin wurde die beste Vorhersage des Blattentfaltungszeitraums erreicht. Der mittlere Absolutfehler für die Vorhersage des herbstlichen Blattfalls lag zwischen 4 und 14 Tagen. Die geringste Abweichung von der Beobachtung zeigte das langjährige Mittel des beobachteten Phaseneintritts (LMP).

Tab. 7.10: Mittlerer Absolutfehler (MAE) in Tagen bei der Vorhersage der Zeiträume der Blattentfaltung und des Blattfalls 1991 - 2016 (LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DDsin - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index). Die kleinsten MAE sind fett gedruckt.

	LMP	DDsin	GSI
Beginn der Blattentfaltung	9	4	10
Ende der Blattentfaltung	7	4	14
Beginn des Blattfalls	5	12	9
Ende des Blattfalls	4	14	5
Summe	25	34	38

7.4.4.2 Dynamik der simulierten Vegetationsperiode

Der LMP Ansatz ist statisch. Eine klimabedingte Veränderung der Vegetationsperiode kann mit diesem Ansatz nicht berücksichtigt werden. Demzufolge werden besonders frühe oder späte Phaseneintritte mit der größten Abweichung abgebildet, während durchschnittliche Phaseneintritte mit wenig Abweichung dargestellt werden. Als Referenz gilt dabei der historische Zeitraum, in dem das langjährige Mittel bestimmt wurde. Auch mit dem GSI konnte der Beginn und das Ende des Blattfalls nur statisch simuliert werden. Der Vorteil des eigentlich dynamischen Ansatzes wurde durch die starke Wichtung der klimaunabhängigen Photoperiode wirkungslos. Da der Temperatursummen-Ansatz sich als ungeeignet für die Vorhersage des Blattfalls erwies, konnten die Herbstphasen nicht dynamisch simuliert werden. Diese Feststellung unterstützt die Aussage von Estrella und Menzel (2006), dass die herbstliche Blattverfärbung von Laubbäumen in gemäßigten Breiten mit phänologischen Modellen nicht vorhersagbar sei.

Dagegen konnte der Beginn der Vegetationsperiode mit den beiden phänologischen Modellansätzen DDsin und GSI dynamisch in Abhängigkeit von der Lufttemperatur modelliert werden. Das Ende der Blattentfaltung konnte mit dem Temperatursummen-Verfahren besser nachgebildet werden als mit dem GSI. Obwohl die Simulation der Blüte von *S. nigra* mit dem DDsin-Modell eine hohe Übereinstimmung mit der Beobachtung aufwies, konnte ein Trend in der Simulation nicht statistisch belegt werden (kein signifikanter Trend bei einem 5%-Signifikanzniveau). Insgesamt erwies sich die Temperatursumme in dieser Untersuchung als besser für die Vorhersage der Blattentfaltung geeignet als die Tagestiefsttemperatur. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass in die Temperatursummen-Modelle die Beobachtung bei der Bestimmung der kritischen Temperatursumme eingeht, während der GSI die Vegetationsperiode unabhängig von phänologischen Beobachtungen simuliert. Zudem ist der GSI ein integrierender Parameter für die Grünfärbung der gesamten Vegetation („greenness of vegetation“, Jolly et al., 2005) und wurde nicht ursprünglich für die artspezifische Vorhersage phänologischer Phasen entwickelt wie die Temperatursummen-Modelle. Auch ist bei der Bewertung der phänologischen Modelle zu berücksichtigen, dass phänologische Beobachtungen trotz umfassender Qualitätsprüfung und der Verwendung von Gebietsmittelwerten fehlerbehaftet sein können (Hense und Müller, 2007; Schaber, 2005; Schnelle, 1955).

7.4.4.3 Vergleich der berechneten Vegetationsperioden im Jahr 2015

Ein Vergleich der im Jahr 2015 beobachteten und berechneten Zeiten der Blattentfaltung und des Blattfalls wird in Tab. 7.11 und Abb. 7.21 gegeben.

Der beobachtete Blattentfaltungszeitraum begann und endete im Jahr 2015 gegenüber dem Mittel 1991 – 2016 um 6 Tage verspätet. Mit dem Temperatursummen-Modell DDsin wurde der Beginn der Blattentfaltung 7 Tage verfrüht, das Ende der Blattentfaltung taggenau simuliert. Der mit dem GSI berechnete Blattentfaltungszeitraum wich 2015 stärker von der Beobachtung ab. Der Beginn wurde 23 zu früh, das Ende 11 Tage zu spät simuliert.

Der 2015 beobachtete Zeitraum des Blattfalls war mit einer Dauer von 4 Tagen im Vergleich zum Mittel 1991 – 2016 von 12 Tagen sehr kurz, fand aber innerhalb des langjährig beobachteten Zeitraumes statt. Mit dem DDsin-Modell wurde der Blattfallbeginn 9 Tage und das Ende der Vegetationsperiode 12 Tage zu spät errechnet. Der GSI ermittelte den Beginn des Blattfalls 20 Tage zu früh und das Ende der Vegetationsperiode 1 Tag zu früh.

Zusammenfassend kann man die Vegetationsperiode im Jahr 2015 im Vergleich zum Zeitraum 1991 – 2016 als durchschnittlich mit einem verkürzten Zeitraum des Blattfalls bezeichnen.

Tab. 7.11: Mit verschiedenen Methoden ermittelter Beginn und Ende der Blattentfaltung und des Blattfalls im Jahr 2015 (Tag seit Jahresbeginn (Datum), OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DDsin - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index).

2015	OBS	LMP	DDsin	GSI
Beginn der Blattentfaltung	90 (31.03.)	85 (26.03.)	83 (24.03.)	67 (08.03.)
Ende der Blattentfaltung	156 (05.06.)	151 (31.05.)	156 (05.06.)	167 (16.06.)
Beginn des Blattfalls	302 (29.10.)	296 (23.10.)	311 (07.11.)	287 (14.10.)
Ende des Blattfalls	305 (01.11.)	307 (03.11.)	317 (13.11.)	304 (31.10.)

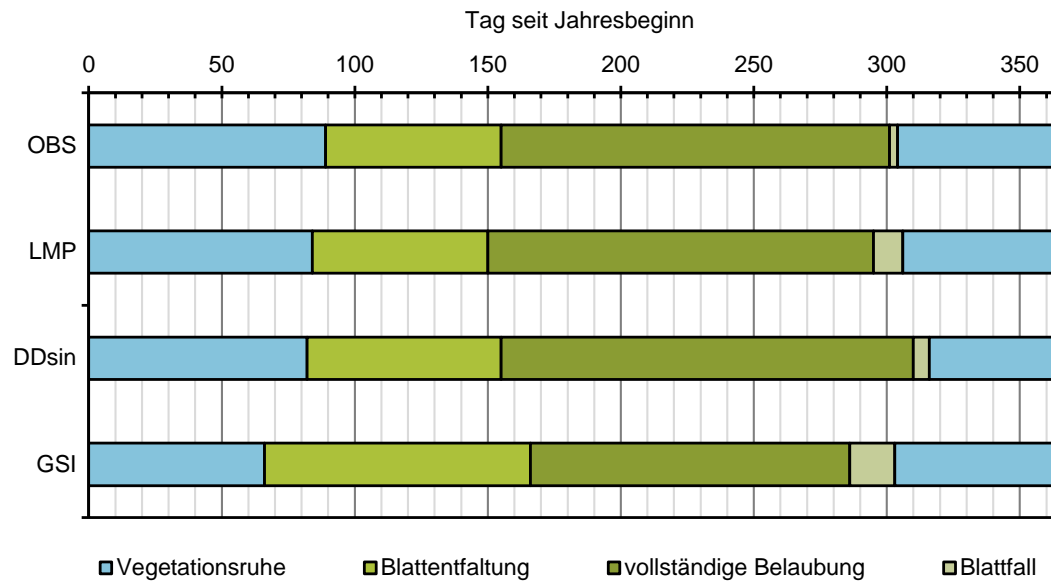


Abb. 7.21: Mit verschiedenen Methoden ermittelte Vegetationsperiode im Jahr 2015 (OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DDsin - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index).

7.5 Simulation der Wassertemperatur mit beobachteter und simulierten Vegetationsperioden

Die unter 7.4 ermittelten Vegetationsperioden fanden Eingang in die hydrodynamische Simulation der Wassertemperatur, um den Einfluss einer variablen Beschattungsparametrisierung auf die Modellgüte zu untersuchen. Für folgende Varianten wurden Wassertemperatursimulationen durchgeführt:

- Variante 1: Im Jahr 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen für die Blattentfaltung und den Blattfall (OBS) (Referenzvariante)
- Variante 2: Keine Berücksichtigung der Vegetationsperiode (ganzjährig konstante, bei aktueller Ufervegetation mit vollständiger Blattentfaltung maximal mögliche Beschattung)
- Variante 3: Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen für die Blattentfaltung und den Blattfall in der Bezugsperiode 1991 - 2016 (LMP)
- Variante 4: Mit dem Temperatursummen-Modell DDsin simulierter Eintritt der phänologischen Leitphasen für die Blattentfaltung und den Blattfall (DDsin)
- Variante 5: Mit dem Growing Season Index simulierte Zeiträume der Blattentfaltung und des Blattfalls (GSI)

Alle Modellläufe erfolgten für den Zeitraum des Jahres 2015, in dem zeitlich hoch aufgelöste Beobachtungen der Wassertemperatur zur Modellvalidierung vorlagen (30.03. – 31.12.2015). Die Simulationen unterschieden sich lediglich in der Parametrisierung der Gewässerbeschattung in den Zeiträumen der Blattentfaltung und des Blattfalls. Einen Überblick dazu gibt Abb. 7.22.

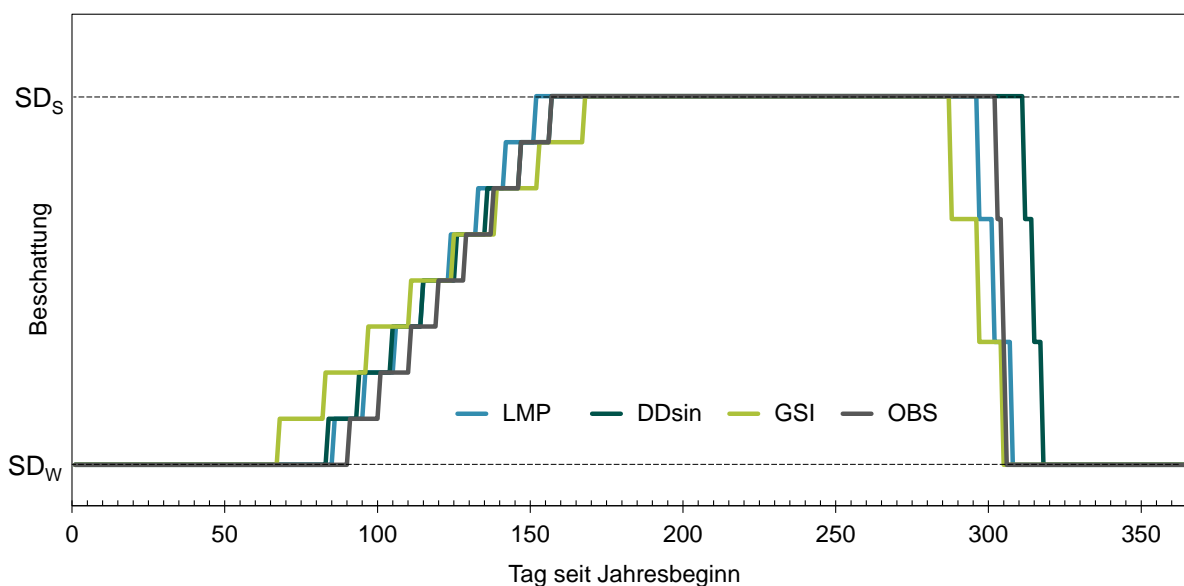


Abb. 7.22: Parametrisierung der Gewässerbeschattung im Jahr 2015 (SD_W – Winterbeschattung, SD_S – Sommerbeschattung, LMP - Langjähriger mittlerer beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen 1991 - 2016, DDsin - Temperatursummen-Modell, GSI - Growing Season Index, OBS - 2015 beobachteter Eintritt der phänologischen Leitphasen).

Die Variante 1 diene als Referenz für die mit dem verwendeten Modellsystem bestmögliche Nachbildung der Wassertemperatur. Im Abschnitt 7.5.1 wird sie der Variante 2 mit invariabler Gewässerbeschattung für einen Best-Case/Worst-Case-Vergleich gegenübergestellt. Im Abschnitt 7.5.2 werden die Varianten 3. bis 5. verglichen mit der Referenzvariante 1.

Alle Simulationen wurden anhand folgender Zeiträume bewertet:

- Beobachtungszeitraum 2015 (30.03. – 31.12.2015)
- Zeitraum der Blattentfaltung (30.03. – 10.06.2015)
- Zeitraum des Blattfalls (15.10. – 15.11.2015).

7.5.1 Vergleich der Wassertemperatursimulationen mit beobachtetem Jahresgang der Beschattung und konstanter Beschattung

Im Folgenden wird die Simulation der Wassertemperatur im untersuchten Abschnitt der Böhme mit dem im Jahr 2015 beobachteten Eintritt der phänologischen Leitphasen für die Blattentfaltung und den Blattfall (Variante 1) verglichen mit dem gleichen Modelllauf ohne Berücksichtigung einer zeitlich veränderlichen Beschattung (Variante 2). Bei der Variante 1 wurde der Beschattungsparameter in den beobachteten Zeiten der Blattentwicklung und des Blattfalls variiert, während bei Variante 2 von einer ganzjährig konstanten, bei aktueller Ufervegetation mit vollständiger Blattentfaltung maximal möglichen Beschattung (Sommerbeschattung) ausgegangen wurde.

Tab. 7.12 fasst die Gütemaße der Simulationen an der Messstelle Uetzingen und Hollige zusammen. Die Zeitreihen der simulierten und beobachteten Wassertemperaturen im Beobachtungszeitraum 2015 an den Messstellen Uetzingen und Hollige sind in Abb. 7.23 dargestellt. Vergrößerte Darstellungen im Zeitraum der Blattentfaltung und des Blattfalls an der Messstelle Uetzingen sind Abb. 7.24 zu entnehmen.

Tab. 7.12: Gütemaße der Wassertemperatursimulation mit variabler (Variante 1) und konstanter Beschattung (Variante 2) an den Messstellen Uetzingen und Hollige. Im Zeitraum des Blattfalls lagen an der Messstelle Hollige nicht genügend Beobachtungen für eine Auswertung vor.

		Variante 1		Variante 2	
		Uetzingen	Hollige	Uetzingen	Hollige
Beobachtungszeitraum 2015 30.03.–31.12.2015	RMSE [°C]	0,444	0,654	0,818	1,019
	PBIAS [%]	0,074	1,368	4,142	5,390
	RSR [°C]	0,125	0,170	0,231	0,265
	NSE [-]	0,984	0,971	0,947	0,930
Blattentfaltung 30.03.–10.06.2015	RMSE [°C]	0,590	0,712	1,109	1,438
	PBIAS [%]	-0,528	0,573	8,391	10,246
	RSR [°C]	0,243	0,292	0,456	0,589
	NSE [-]	0,941	0,915	0,792	0,653
Blattfall 15.10.–15.11.2015	RMSE [°C]	0,347		0,992	
	PBIAS [%]	0,372		7,977	
	RSR [°C]	0,296		0,845	
	NSE [-]	0,912		0,286	

Die Abbildung der beobachteten Wassertemperatur mit der Variante 1 ist mit einem RMSE von $0,44^{\circ}\text{C}$ an der Messstelle Uetzingen und $0,65^{\circ}\text{C}$ an der Messstelle Hollige im gesamten Zeitraum als sehr gut zu bewerten. In anderen deterministischen Modellstudien wurden stündliche Wassertemperaturen mit RMSE von $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$ nachgebildet (Caissie et al., 2007). Auch im Zeitraum der Blättentfaltung und des Blattfalls war der Modellfehler mit einem RMSE von $0,6^{\circ}\text{C}$ und $0,35^{\circ}\text{C}$ bei Uetzingen sehr klein. Eine systematische Abweichung war kaum vorhanden ($\text{PBIAS} < 1\%$ bei Uetzingen, $\text{PBIAS} < 1,5\%$ bei Hollige).

Die Tagesamplitude der an der Messstelle Uetzingen beobachteten Wassertemperatur wurde vor allem im Frühjahr und Herbst durch die Variante 1 etwas überschätzt. Mögliche Ursachen können sowohl im Modellsystem als auch in der Wassertemperaturmessung liegen. Mögliche Quellen der Unsicherheit werden im Folgenden zusammengefasst.

Die steuernden meteorologischen Beobachtungen wurden nicht am Gewässer sondern an der 10 bis 23 km entfernt liegenden Station Soltau erhoben und bilden unter Umständen die mikroklimatischen Bedingungen am Gewässer nicht fehlerfrei ab. Z.B. wird die langwellige Wärmestrahlung von der Vegetation und der Uferböschung im Wärmebilanzmodell nicht berücksichtigt, weil für die Berechnung der langwelligen Wärme die Lufttemperatur der Station und nicht die über der Gewässeroberfläche eingeht. Damit könnte eine Unterschätzung der Nachttemperaturen einhergehen (Moore et al., 2005). Eine weitere mikroklimatische Besonderheit von Fließgewässern ist die gegenüber terrestrischen Freiflächen erhöhte Luftfeuchte, die zu einer Dämpfung der Temperaturamplitude beiträgt (Danehy und Kirpes, 2000).

Weiterhin besteht die Möglichkeit, dass die Aufzeichnungen der Wassertemperatur trotz sorgfältiger Positionierung der Sensoren im Bereich der stärksten Strömung die mittlere Temperatur des gesamten Gewässerquerschnitts nicht repräsentativ wiedergeben. Die Messung erfolgte nahe der Sohle, sodass die eine Unterschätzung der Tagesamplitude durch die Messung nicht auszuschließen ist. Die berechnete Gewässerbeschattung im Winter konnte nicht anhand von Beobachtungen validiert werden und wurde vielleicht unterschätzt. Es ist nicht auszuschließen, dass die Beschattung durch die Topographie im Winter wegen der niedrigeren Sonnenstände nicht vernachlässigbar ist. Eine weitere Vereinfachung besteht in der Annahme, dass in den Zeiten zwischen der Blättentfaltung und dem Blattfall die Beschattung konstant ist. Tatsächlich variiert die Gewässerbeschattung auch in Zeiten der vollständigen Blättentwicklung und der Vegetationsruhe mit dem Sonnenstand. Es ist allerdings unwahrscheinlich, dass daraus eine Überschätzung der Wassertemperaturamplitude resultiert.

Die Simulation mit ganzjährig konstanter Sommerbeschattung (Variante 2) unterschätzte erwartungsgemäß die Wassertemperaturen zu Zeiten mit unvollständiger Gehölzbelaubung (Vegetationsruhe, Blättentfaltung und Blattfall). Hier lag der PBIAS bei 8-10%. Der absolute (RMSE) und auf die Standardabweichung der Messwerte normierte (RSR) Modellfehler war bei der Variante 2 etwa doppelt so groß wie bei der Simulation mit variabler Gewässerbeschattung.

Die Nash-Sutcliffe-Modelleffizienz (NSE) wichtet die Abbildung großer Wertebereiche stärker als die kleiner Wertebereiche. Dadurch schätzte dieses Gütemaß beide Simulationen im gesamten Zeitraum als gut ein, da die Modellfehler der Variante 2 vor allem bei kleinen Wassertemperaturen zum Tragen kamen. Im Zeitraum der Blättentfaltung und des Blattfalls äußerten sich die Unterschiede der Variante 1 und 2 stärker in der NSE. Dennoch ist der RMSE hier als Kriterium zur Beurteilung der Simulationsgüte besser geeignet.

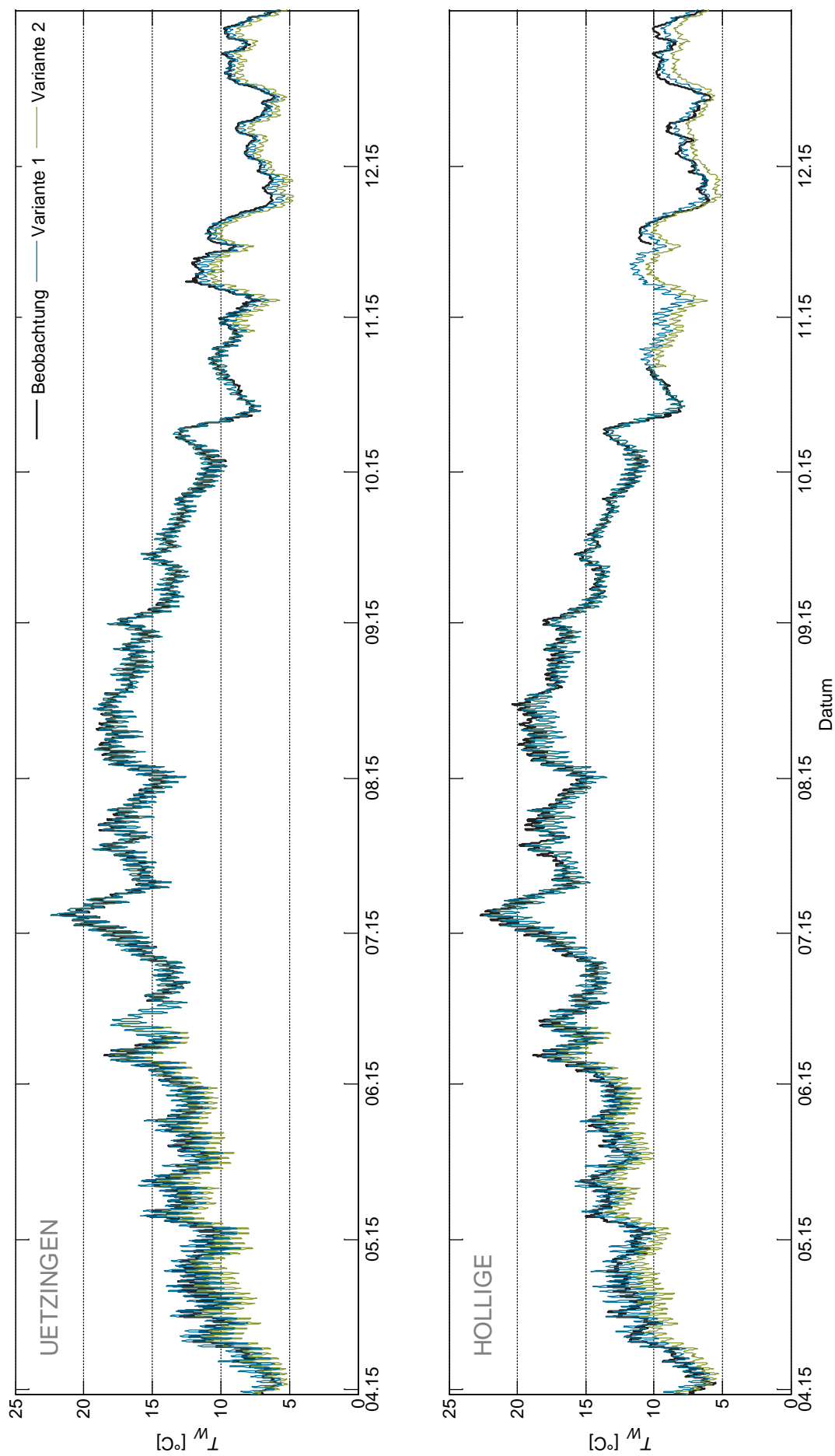


Abb. 7.23: Simulierte und beobachtete Wassertemperaturen im Beobachtungszeitraum 2015 (30.03. - 31.12.2015) an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). Variante 1: Zeitlich variable Beschattung, Variante 2: Konstante maximale Beschattung.

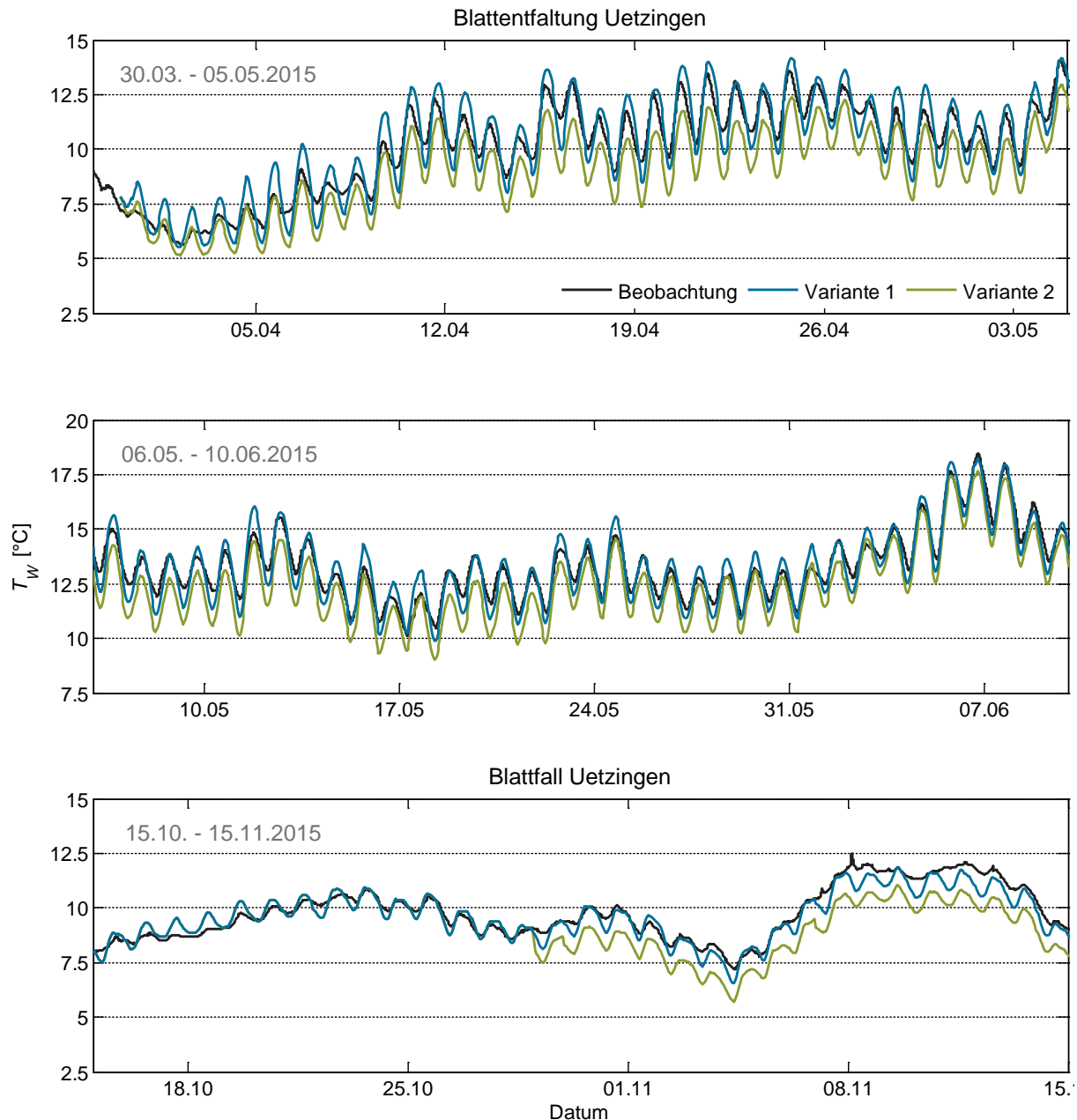


Abb. 7.24: Simulierte und beobachtete Wassertemperaturen im Zeitraum der Blattentfaltung (oben und Mitte) und des Blattfalls (unten) an der Messstelle Uetzingen. Variante 1: Zeitlich variable Beschattung, Variante 2: Konstante maximale Beschattung.

Aus dem Vergleich der Simulationsergebnisse wird deutlich, dass eine invariable Parametrisierung der Gewässerbeschattung bei Simulationszeiträumen außerhalb der vollständigen Ufergehölzbelaubung im Sommer oder der vollständigen Entlaubung im Winter zu systematischen Fehlern in der Abbildung der Wassertemperaturdynamik führt.

Es ist zu erwarten, dass die Modellgüte der Simulationsläufe mit einer anhand berechneter Vegetationsperioden vorgenommenen Beschattungsparametrisierung zwischen denen der Variante 1 („Best-Case“) und der Variante 2 („Worst-Case“) liegen wird.

7.5.2 Vergleich der Wassertemperatursimulationen mit berechneter und beobachteter Vegetationsperiode

Im Folgenden werden die Ergebnisse der hydrodynamischen Wassertemperatursimulation mit auf unterschiedlichen Vegetationsperioden beruhender Beschattungsparametrisierung vorgestellt.

Die Abbildungsgüte der Wassertemperatursimulationen wird in

Tab. 7.13 verglichen. Die Modellfehler waren im Beobachtungszeitraum bei allen Modellläufen klein. Sie unterschieden sich nur geringfügig zwischen den Simulationen, da die Zeiträume der vollständigen Blattentfaltung im Sommer und der vollständigen Entlaubung im Winter identisch parametrisiert waren. Die Simulation mit der langjährigen mittleren Vegetationsperiode (LMP) erzielte mit einem RMSE von $0,463^{\circ}\text{C}$ nach der Simulation mit der beobachteten Vegetationsperiode (OBS, $\text{RMSE} = 0,444^{\circ}\text{C}$) die beste Abbildung der an der Messstelle Uetzingen beobachteten Wassertemperatur. Bei den Simulationen GSI und DDsin betrug der RMSE $0,494^{\circ}\text{C}$ und $0,508^{\circ}\text{C}$. An der Messstelle Hollige waren die Modellfehler etwas größer ($0,649^{\circ}\text{C} \leq \text{RMSE} \leq 0,737^{\circ}\text{C}$), aber dennoch kleiner als 1°C .

Die absoluten Modellfehler (RMSE) waren im Blattentfaltungszeitraum größer als im Zeitraum des Blattfalls ($0,590^{\circ}\text{C} \leq \text{RMSE}_{\text{BE}} \leq 0,643^{\circ}\text{C}$; $0,339^{\circ}\text{C} \leq \text{RMSE}_{\text{BF}} \leq 0,388^{\circ}\text{C}$). Unter Berücksichtigung der Standardabweichung der Beobachtung, die aufgrund der größeren Tagesamplituden der Wassertemperatur im Frühjahr deutlich größer ist, ergaben sich in den beiden Zeiträumen ähnliche standardisierte Modellfehler ($0,243^{\circ}\text{C} \leq \text{RSR}_{\text{BE}} \leq 0,262^{\circ}\text{C}$; $0,289^{\circ}\text{C} \leq \text{RSR}_{\text{BF}} \leq 0,330^{\circ}\text{C}$ an der Messstelle Uetzingen).

Im Blattentfaltungszeitraum wurde die Wassertemperatur bei Simulationsläufen mit berechneter Vegetationsperiode im Allgemeinen unterschätzt ($\text{PBIAS} > 0\%$). Da bei allen berechneten Vegetationsperioden 2015 der Beginn der Blattentfaltung im Vergleich zur Beobachtung zu früh eintrat, wurde die Beschattung in diesem Zeitraum überschätzt.

Im Zeitraum des Blattfalls wurde die Wassertemperatur bei Simulationen LMP und GSI überschätzt ($\text{PBIAS} < 0\%$). Bei den zugrundeliegenden Vegetationsperioden wurde der Beginn des Blattfalls zu früh vorhergesagt, die Beschattung also unterschätzt. Die mit dem Temperatursummen-Modell DDsin ermittelte Vegetationsperiode beschreibt einen gegenüber der Beobachtung verspätet eintretenden Blattfall. Bei dieser Simulation wurde die herbstliche Gewässerbeschattung überschätzt. Die simulierte Wassertemperatur wurde mit DDsin während des Blattfalls um etwa 2% unterschätzt ($\text{PBIAS} = 1,93\%$). Dieser Zusammenhang wird auch aus dem Vergleich der Zeitreihen (Abb. 7.25 und Abb. 7.26) und der Tagesamplituden (Abb. 7.27) der simulierten Wassertemperatur im Zeitraum der Blattentfaltung und des Blattfalls an den Messstellen Uetzingen und Hollige mit Abb. 7.22 deutlich. Im Blattentfaltungszeitraum sind die mit berechneten Vegetationsperioden simulierten Amplituden der Wassertemperatur aufgrund der verfrüht einsetzenden Beschattungszunahme kleiner als mit der beobachteten Vegetationsperiode. Während des Blattfalls wird die Amplitude dagegen mit GSI und LMP überschätzt.

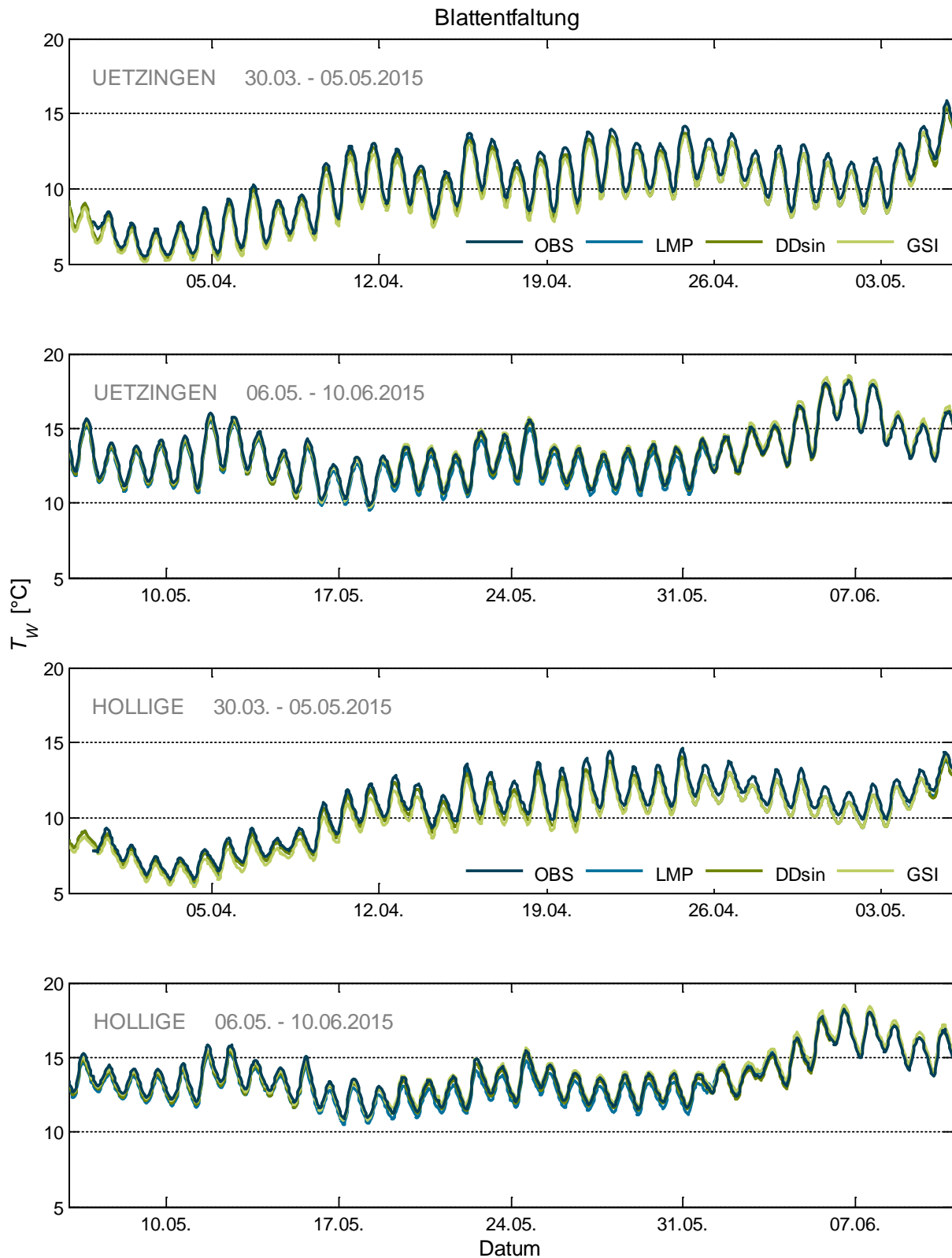


Abb. 7.25: Mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierte Wassertemperatur im Zeitraum der Blattentfaltung an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDsin: Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.

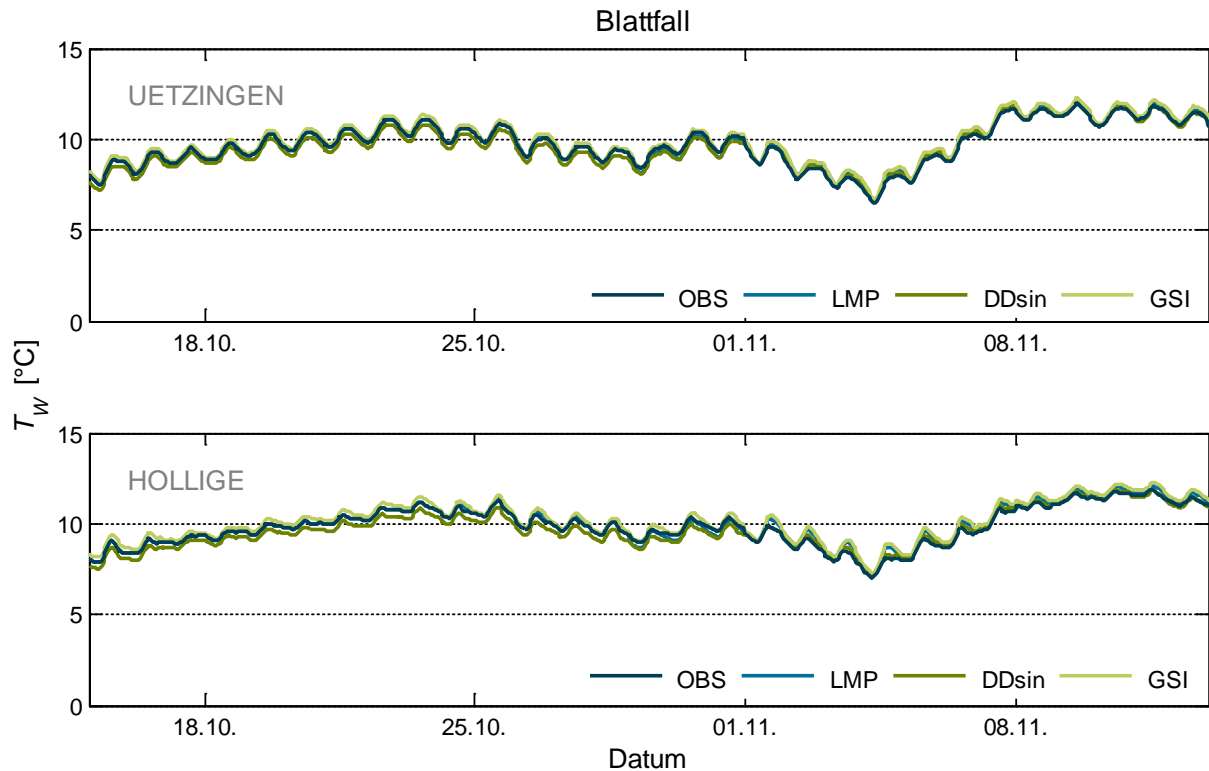


Abb. 7.26: Mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierte Wassertemperatur im Zeitraum der Blattfalle an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDsin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.

Tab. 7.13: Gütemaße der Wassertempersimulation mit unterschiedlichen Vegetationsperioden an den Messstellen Uetzingen (Uetz) und Hollige (Holl). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDsin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.

		OBS		LMP		DDsin		GSI	
		Uetz	Holl	Uetz	Holl	Uetz	Holl	Uetz	Holl
Beobach- tungszeit- raum 2015 30.03.– 31.12.2015	RMSE [°C]	0,444	0,654	0,463	0,689	0,508	0,737	0,494	0,649
	PBIAS [%]	0,074	1,368	0,583	1,977	1,848	3,359	-0,715	0,552
	RSR [°C]	0,125	0,170	0,131	0,179	0,144	0,192	0,140	0,169
	NSE [-]	0,984	0,971	0,983	0,968	0,979	0,963	0,981	0,972
Blattent- faltung 30.03.– 10.06.2015	RMSE [°C]	0,590	0,712	0,635	0,823	0,607	0,787	0,643	0,816
	PBIAS [%]	-0,528	0,573	2,263	3,559	1,702	2,948	1,586	2,793
	RSR [°C]	0,243	0,292	0,259	0,335	0,248	0,320	0,262	0,332
	NSE [-]	0,941	0,915	0,933	0,888	0,939	0,897	0,931	0,890
Blattfall 15.10.– 15.11.2015	RMSE [°C]	0,347		0,339		0,359		0,388	
	PBIAS [%]	0,372		-0,281		1,931		-1,857	
	RSR [°C]	0,296		0,289		0,306		0,330	
	NSE [-]	0,912		0,917		0,907		0,891	

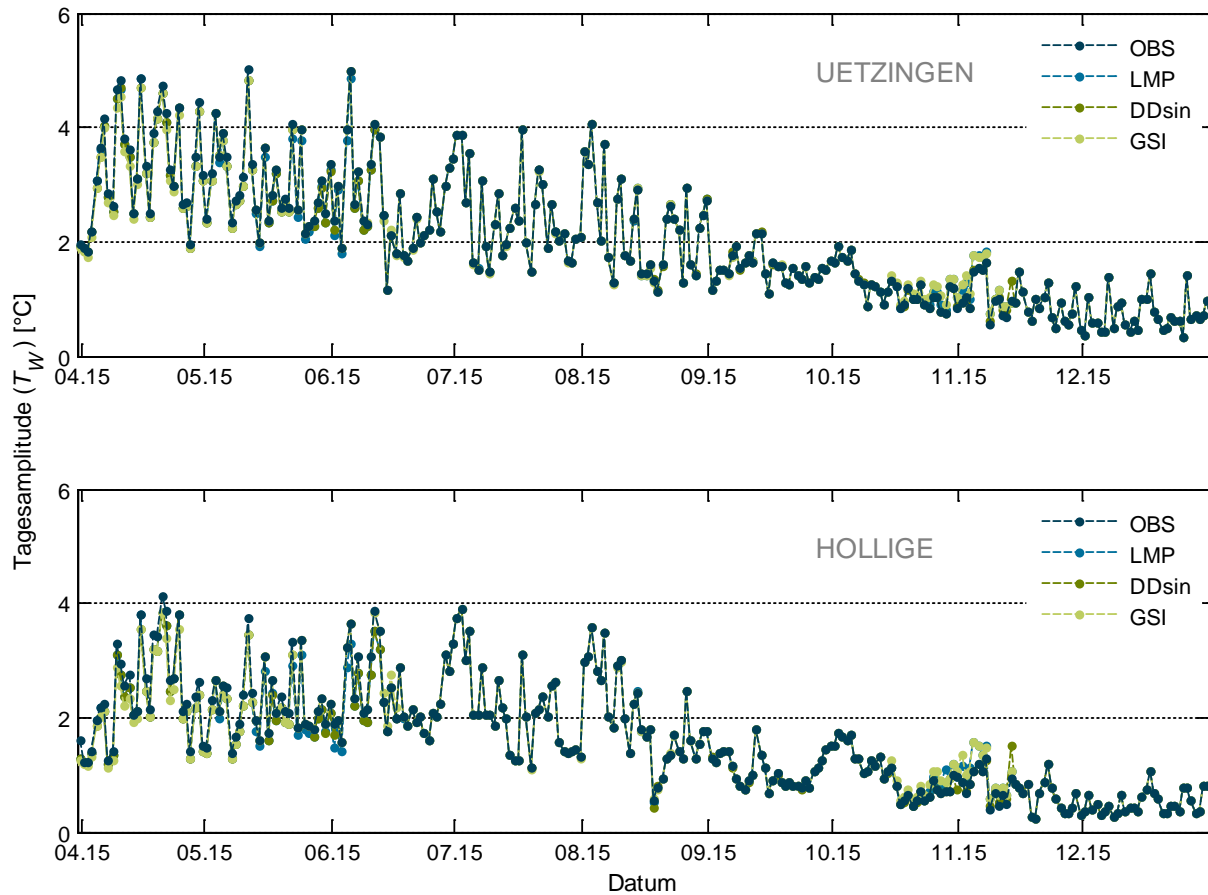


Abb. 7.27: Tagesamplituden der mit unterschiedlichen Vegetationsperioden simulierten Wassertemperatur an den Messstellen Uetzingen (oben) und Hollige (unten). OBS: Beobachtete Vegetationsperiode, LMP: Langjährige mittlere Vegetationsperiode, DDsin: Mit Temperatursummen-Modell ermittelte Vegetationsperiode, GSI: Mit Growing Season Index ermittelte Vegetationsperiode.

7.5.2.1 Diskussion

Die Abweichungen der berechneten Vegetationsperioden von der beobachteten Vegetationsperiode spiegeln sich plausibel in der Modellgüte und der Tagesdynamik der Wassertemperatursimulationen wider. Je besser die berechnete Vegetationsperiode die beobachtete Vegetationsperiode nachbildete, desto kleiner war der Modellfehler. Die Unterschiede in den Gütemaßen waren aber gering. Es konnte nachgewiesen werden, dass eine vegetationsperiodenabhängige Parametrisierung der Beschattung die Modellfehler bei der Simulation der Wassertemperatur verringern kann.

Wie bereits unter Abschnitt 7.2.2 diskutiert, ist der Einfluss der Vegetationsperiode auf die Wassertemperatur dann besonders ausgeprägt, wenn der Unterschied zwischen Sommer- und Winterbeschattung groß ist. Demzufolge ist an Gewässerstrecken mit ganzjährig hoher oder geringer Beschattung eine geringere Auswirkung einer zeitlich variablen Parametrisierung der Gewässerbeschattung als hier gezeigt zu erwarten. Dementsprechend könnte an Gewässerstrecken mit größeren Unterschieden zwischen Sommer- und Winterbeschattung die Ermittlung der Vegetationsperiode einen größeren Einfluss auf die Wassertemperatursimulation haben.

Die gezeigten Ergebnisse basieren auf Simulationen im Jahr 2015. Eine zeitliche Ausweitung der Simulationen wäre aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit zeitlich hochaufgelöster

Wassertemperaturbeobachtungen nicht plausibilisierbar gewesen. Um pauschalisierte Aussagen über den Einfluss der Vegetationsperiodenabbildung auf die Wassertemperatursimulation treffen zu können, ist es wünschenswert, auch Jahre mit stärker vom langjährigen Mittel abweichenden Witterungsbedingungen zu untersuchen. Auch ist die Abbildungsgüte der phänologischen Modelle im Jahr 2015 nicht repräsentativ für die mittleren Modellfehler. Im Jahr 2015 wurde der Beginn der Blattentfaltung und des Blattfalls mit dem GSI besonders schlecht nachgebildet ($AE_{BBE} = 23$ d, $AE_{BBF} = 15$ d).

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit sollte mit Hilfe eines deterministischen Modellsystems geprüft werden, ob die Abbildungsgüte der Wassertemperatursimulation über den Zeitraum der gesamten Vegetationsperiode durch die Berücksichtigung einer zeitlich variablen Gewässerbeschattung verbessert werden kann. Dazu wurden phänologische Beobachtungsdaten und Modelle in ein deterministisches Modellkonzept zur zeitlich hoch aufgelösten Simulation der Wassertemperatur integriert. Es wurde ein Ansatz vorgestellt, der eine artübergreifende Beschreibung der Vegetationsperiode von Ufergehölzen im norddeutschen Tiefland bei der Parametrisierung der Beschattung ermöglichen soll. Darüber hinaus wurde untersucht, ob phänologische Modelle herangezogen werden können, um eine dynamische, von meteorologischen Bedingungen gesteuerte Vegetationsperiode für die Parametrisierung der Gewässerbeschattung abzuleiten. Diese Ziele wurden im Wesentlichen erreicht.

Es konnte nachgewiesen werden, dass eine vegetationsperiodenabhängige Parametrisierung der Beschattung den Modellfehler bei der Simulation der Wassertemperatur verringern kann. Bei Einsatz des beobachteten Eintritts phänologischer Leitphasen gelang eine sehr gute Nachbildung der beobachteten Wassertemperatur auf Stundenbasis. Somit kann die Verwendung phänologischer Vor-Ort-Beobachtungen auf Grundlage des Konzeptes der phänologischen Jahreszeiten als geeignet für die Charakterisierung des zeitlichen Verlaufs der Gewässerbeschattung im untersuchten Zeitraum und Gebiet angesehen werden. Für eine pauschalisierte Aussage sollten weitergehende Untersuchungen erfolgen. In dieser Studie wurden Geländeuntersuchungen im Rahmen eines engen Budgets erhoben. Die kontinuierlichen Wassertemperaturbeobachtungen aus dem eigenen Monitoring limitierten den Simulationszeitraum. Es wäre wünschenswert, weitere Beobachtungsjahre mit stärker vom langjährigen Mittel abweichenden meteorologischen Bedingungen in die Auswertung zu integrieren. Es wurde ein Gebiet ausgewählt, das aufgrund des großen Anteils laubabwerfender Arten in der Ufervegetation und der geringen Geländebeschattung durch einen großen Einfluss der saisonalen Vegetationsdynamik auf die Gewässerbeschattung gekennzeichnet ist. Eine Ausdehnung auf weitere Gebiete könnte zusätzliche Erkenntnisse über den Einfluss abweichender Gehölzarten oder hydrodynamischer Bedingungen auf die Modellgüte liefern. Es wird vermutet, dass die meteorologischen Stationsbeobachtungen die Verhältnisse am Gewässer aufgrund mikroklimatischer Besonderheiten nicht absolut repräsentativ wiedergeben. Eine Beobachtung von Strahlung, Wind, Lufttemperatur und -feuchte in unmittelbarer Nähe zum Gewässer würde zu einer exakteren Beschreibung der meteorologischen Steuergrößen der Wassertemperatur führen.

Neben den im Simulationsjahr 2015 beobachteten phänologischen Leitphasen für Blattentfaltung und Blattfall wurden auch der langjährige mittlere Eintritt dieser Phasen und mit phänologischen Modellen simulierte Vegetationsperioden zur Charakterisierung des zeitlichen Verlaufs der

Gewässerbeschattung eingesetzt. Je ähnlicher die so bestimmte Vegetationsperiode der beobachteten Vegetationsperiode war, desto besser gelang die Abbildung der beobachteten Wassertemperaturen durch die Simulation. Die Unterschiede zwischen den Modellläufen mit auf unterschiedlichen Wegen ermittelten Vegetationsperioden waren im betrachteten Zeitraum klein.

Mit den eingesetzten phänologischen Modellen konnte der Beginn der Vegetationsperiode in den Jahren 1991 bis 2016 dynamisch in Abhängigkeit von der Witterung simuliert werden. Dabei bildeten die Temperatursummen-Verfahren den Beginn und das Ende der Blattentfaltung präziser ab als der GSI. Für die Simulation der Herbstphasen erwiesen sich die eingesetzten Temperatursummen-Verfahren als ungeeignet. Mit dem GSI konnte das Ende der Vegetationsperiode etwas schlechter abgebildet werden als mit dem langjährigen Mittel der Beobachtungen im selben Zeitraum. Aufgrund des starken Einflusses der meteorologisch unbeeinflussten Photoperiode bei der Berechnung des GSI äußerte sich der im beobachteten Beginn der Blattfallphase nachgewiesene Trend nicht in der Simulation. Schlussfolgernd kann empfohlen werden, bei Fließgewässersimulationen, die vermutlich durch die Blattentfaltung der Ufergehölze beeinflusst werden, den Beginn und das Ende dieser Phase mit phänologischen Temperatursummen-Modellen vorherzusagen. Eine ausreichende Verfügbarkeit phänologischer Beobachtungen stellt dafür aber eine wesentliche Voraussetzung dar. Der bereits von Estrella und Menzel (2006) identifizierte Forschungsbedarf für die Entwicklung geeigneter phänologischer Modelle zur Simulation des herbstlichen Blattfalls wurde in dieser Arbeit bestätigt.

Es erfolgte eine zeitlich und räumlich differenzierte Berechnung der Gewässerbeschattung unter Berücksichtigung der komplexen geometrischen Abhängigkeiten (Sonnenstand, Gewässergeometrie, Geometrie der Ufergehölze). Das erweiterte Beschattungsmodell wurde qualitativ und quantitativ validiert. Es sei angemerkt, dass weder die Erhebung der relevanten Vegetationsparameter noch die direkte Bestimmung der Beschattung zum Zwecke der Validierung vollständig objektiv möglich ist. Bei weiterführenden Untersuchungen kann z.B. durch die Aufnahme und Auswertung von Ultraweitwinkelbildern im Jahresverlauf eine weitere Reduzierung der Unsicherheiten an dieser Stelle erreicht werden. Die Erweiterung der Möglichkeiten zur objektivierten Bestimmung der Gewässerbeschattung sollte Gegenstand zukünftiger Forschungsprojekte sein. Die LiDAR-Technologie liefert hochaufgelöste Fernerkundungsdaten und scheint ein vielversprechendes Instrument für die Ermittlung von Vegetationseigenschaften darzustellen. Allerdings besteht weiterer Forschungsbedarf zur räumlich differenzierten Bestimmung der Kronendichte aus LiDAR-Daten.

Mit der Integration phänologischer Beobachtungsdaten und Modelle in eine hydrodynamische, wärmebilanzbasierte Wassertemperatursimulation auf Stundenbasis gelang eine prozessorientierte Nachbildung der Wassertemperaturdynamik eines Fließgewässerabschnitts mit laubabwerfender Ufergehölzvegetation. Die Berücksichtigung einer variablen, von der Vegetationsperiode abhängigen Gewässerbeschattung ist insbesondere für kleine und mittlere Fließgewässer zu empfehlen, bei denen große Unterschiede in der Gewässerbeschattung zwischen der vollständigen Vegetationsentwicklung im Sommer und der Vegetationsruhe im Winter zu erwarten sind. Das trifft z.B. zu, wenn die Ufergehölzvegetation am sonnenzugewandten Ufer aus einem schmalen aber dichten Gehölzstreifen mit hohen laubabwerfenden Arten besteht, die durch eine hohe sommerliche Kronendichte gekennzeichnet sind.

Die vorliegende Arbeit kann auch als Grundlage für Fließgewässerstudien mit anderen Schwerpunkten dienen. Die zeitliche Variabilität der Gewässerbeschattung hat nicht nur Einfluss auf die Wassertemperatur, sondern auch auf andere strahlungsabhängige Prozesse der kleinen und mittleren Fließgewässer (Hutchins et al., 2010; Dawson und Kern-Hansen, 1979). Hill et al. (2001) zeigten die Bedeutung der Blattentfaltung für die Lichtverhältnisse und damit verbundenen stark interagierenden Stoffumwandlungsprozesse auf mehreren trophischen Ebenen des aquatischen Ökosystems. Demzufolge ist die Berücksichtigung einer variablen Gewässerbeschattung auch bei der Langzeitsimulation des Wachstums von photoautotrophen aquatischen Organismen (Makrophyten, Phytoplankton, Periphyton) und deren Stoffwechselprodukten, des Nährstoffhaushalts sowie der Photolyse organischer Wasserinhaltsstoffe anzuraten. Auch wenn gegenwärtig die Mehrzahl komplexer hydrodynamischer Wasserqualitätsmodellierungen auf kurze Zeiträume beschränkt wird, kann davon ausgegangen werden, dass die stetige Weiterentwicklung von Prozessoren entsprechende Langzeitsimulation in der Zukunft erleichtern wird.

Im Zuge der Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie wird die Beschattung der Fließgewässer in der Zukunft ausgebaut werden. Modelle zur Simulation der Fließgewässerqualität sollten so erweitert werden, dass die Gewässerbeschattung als Zeitreihe berücksichtigt werden kann, insbesondere bei Prognosen der Wassertemperatur und des Nährstoffhaushalts unter Einfluss der Klimaänderung. Idealerweise sollten die Modelle ein Modul für die Berechnung der Gewässerbeschattung aus den Eigenschaften der Ufervegetation enthalten, um Maßnahmenplanern ein geeignetes Werkzeug an die Hand zu geben.

Literaturverzeichnis

- Abwassertechnische Vereinigung (ATV), Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), 2001. ATV-Gewässergütemodell Version 1.2. Software-Dokumentation, Hennef.
- Adams, T.N., Sullivan, K., 1989. The Physics of Forest Stream Heating: A Simple Model. TFW-WQ3-90-007. Washington Department of Natural Resources, Olympia, Washington.
- Aono, Y., Kazui, K., 2007. Phenological data series of cherry tree flowering in Kyoto, Japan, and its application to reconstruction of springtime temperatures since the 9th century. *International Journal of Climatology* 28 (7), 905–914.
- Archetti, M., Richardson, A.D., O'Keefe, J., Delpierre, N., 2013. Predicting climate change impacts on the amount and duration of autumn colors in a New England forest. *PLoS ONE* 8 (3), e57373.
- Arismendi, I., Johnson, S., Dunham, J., Haggerty, R., 2013. Descriptors of natural thermal regimes in streams and their responsiveness to change in the Pacific Northwest of North America. *Freshwater Biology* 58 (5), 880–894.
- Arora, R., Rowland, L.J., Tanino, K., 2003. Induction and Release of Bud Dormancy in Woody Perennials : A Science Comes of Age. *HortScience* 38, 911–921.
- Azad, M.S., 2012. Observations on bud burst phenology in a field trial established with Poplar (*Populus* spp.). *Forestry Studies in China* 14 (4), 251–259.
- Barr, A., Black, T.A., McCaughey, H., 2009. Climatic and Phenological Controls of the Carbon and Energy Balances of Three Contrasting Boreal Forest Ecosystems in Western Canada. In: A. Noormets (Hrsg.), *Phenology of Ecosystem Processes*. Springer New York, pp. 3–34.
- Bartholow, J.M., 1991. A modeling assessment of the thermal regime for an urban sport fishery. *Environmental Management* 15 (6), 833.
- Baumgartner, A., 1950. Methodisches zur Darstellung des Witterungseinflusses auf den Verlauf der Pflanzenentwicklung; erläutert an den phänologischen Beobachtungen 1974 in Bad Kissingen. *Meteorologische Rundschau* 3, 217–221.
- Benyahya, L., Caissie, D., St-Hilaire, A., Ouarda, T., B, B., 2007. A Review of Statistical Water Temperature Models. *Canadian Water Resources Journal* 32 (3), 179–192.
- Beschta, R.L., 1997. Riparian Shade and Stream Temperature. An Alternative Perspective. *Rangelands* 19 (2), 25–28.
- Beschta, R.L., Bilby, R.E., Brown, G.W., Holtby, L.B., Hofstra, T.D., 1987. Stream Temperature and Aquatic Habitat: Fisheries and Forestry Interactions. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.208.6985&rep=rep1&type=pdf>. Abgerufen am 10.05.2018.
- Beschta, R.L., Weatherred, J.D., Group, U.S.F.S.W.S.D., 1984. TEMP-84. A Computer Model for Predicting Stream Temperatures Resulting from the Management of Streamside Vegetation. WSDG report. U.S. Forest Service, Watershed Systems Development Group, Washington, D.C., USA.
- Bezirksregierung Lüneburg Außenstelle Verden (Bez.-Reg. Lüneburg), Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), 2005. Bestandsaufnahme zur Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie. Oberflächengewässer. Bearbeitungsgebiet Aller/Böhme, Verden.
- Bianchi, S., Cahalan, C., Hale, S., Gibbons, J.M., 2017. Rapid assessment of forest canopy and light regime using smartphone hemispherical photography. *Ecology and evolution* 7 (24), 10556–10566.
- Bissolli, P., 2007. Aufbereitung und Darstellung phänologischer Daten. *promet* 33 (1/2), 14–19.
- Blümel, K., Chmielewski, F.-M., 2012. Shortcomings of classical phenological forcing models and a way to overcome them. *Agricultural and Forest Meteorology* 164, 10–19.

- Boegh, E., Olsen, M., Conallin, J., Holmes, E., 2009. Modelling the spatial variations of stream temperature and its impacts on habitat suitability in small lowland streams, *Ecohydrology of surface and groundwater dependent systems: concepts, methods and recent developments*. Proceedings of Symposium JS.1 at the Joint Convention of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) and the International Association of Hydrogeologists (IAH) held in Hyderabad, India, 6-12 September 2009. IAHS Press, pp. 34–41.
- Boess, J., 2004. Erläuterungsheft zur digitalen nutzungsdifferenzierten Bodenkundlichen Übersichtskarte 1:50.000 (BÜK50n) von Niedersachsen. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Bollmann, A., 2017. Modellierung des Jahresganges der Grasvergilbung. *Phänologie-Journal* 49, 1–6.
- Bonhomme, R., 2000. Bases and limits to using 'degree.day' units. *European Journal of Agronomy* 13 (1), 1–10.
- Boothroyd, I.K.G., Quinn, J.M., Langer, E.R., Costley, K.J., Steward, G., 2004. Riparian buffers mitigate effects of pine plantation logging on New Zealand streams: 1. Riparian vegetation structure, stream geomorphology and periphyton. *Forest Ecology and Management* 194 (1-3), 199–213.
- Broadmeadow, S.B., Jones, J.G., Langford, T.E.L., Shaw, P.J., Nisbet, T.R., 2011. The influence of riparian shade on lowland stream water temperatures in southern England and their viability for brown trout. *River Research and Applications* 27 (2), 226–237.
- Brown, G.W., 1969. Predicting Temperatures of Small Streams. *Water Resources Research* 5 (1), 68–75.
- Brown, G.W., Krygier, J.T., 1970. Effects of Clear-Cutting on Stream Temperature. *Water Resources Research* 6 (4), 1133–1139.
- Brown, L.C., Barnwell, T.O.J., 1987. The Enhanced Stream Water Quality Models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and User Manual. EPA/600/3-87/007.
- Brown, T.B., Hultine, K.R., Steltzer, H., Denny, E.G., Denslow, M.W., Granados, J., Henderson, S., Moore, D., Nagai, S., SanClements, M., Sánchez-Azofeifa, A., Sonnentag, O., Tazik, D., Richardson, A.D., 2016. Using phenocams to monitor our changing Earth. Toward a global phenocam network. *Frontiers in Ecology and the Environment* 14 (2), 84–93.
- Bruns, E., 2007. Phänologische Beobachtungsnetze heute und gestern. *promet* 33 (1/2), 2–6.
- Burrell, T.K., O'Brien, J.M., Graham, S.E., Simon, K.S., Harding, J.S., McIntosh, A.R., 2014. Riparian shading mitigates stream eutrophication in agricultural catchments. *Freshwater Science* 33 (1), 73–84.
- Burton, T.M., Likens, G.E., 1973. The Effect of Strip-Cutting on Stream Temperatures in the Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *BioScience* 23 (7), 433–435.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology* 51 (8), 1389–1406.
- Caissie, D., El-Jabi, N., Satish, M.G., 2001. Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology* 251 (1), 14–28.
- Caissie, D., Giberson, D.J., 2003. Temporal variation of stream and intragravel water temperatures in an Atlantic salmon (*Salmo salar*) spawning area in Catamaran Brook (New Brunswick). Canadian technical report of fisheries and aquatic sciences (2464), 26p.
- Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2007. Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Journal of Hydrology* 336 (3-4), 303–315.
- Carlson, A.K., Taylor, W.W., Hartikainen, K.M., Infante, D.M., Beard, T.D., Lynch, A.J., 2017. Comparing stream-specific to generalized temperature models to guide salmonid management in a changing climate. *Reviews in Fish Biology and Fisheries* 27 (2), 443–462.
- Castelle, A.J., Johnson, A.W., Conolly, C., 1994. Wetland and Stream Buffer Size Requirements—A Review. *Journal of Environmental Quality* 23 (5), 878–882.
- Chen, Y.D., Carsel, R.F., McCutcheon, S.C., Nutter, W.L., 1998. Stream Temperature Simulation of Forested Riparian Areas. I. Watershed-Scale Model Development. *Journal of Environmental Engineering* 124 (4), 304–315.
- Chmielewski, F.-M., Müller, A., Bruns, E., 2004. Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961–2000. *Agricultural and Forest Meteorology* 121 (1-2), 69–78.
- Chmielewski, F.-M., Rötzer, T., 2001. Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology* 108 (2), 101–112.
- Chaine, I., 2000. A unified model for budburst of trees. *Journal of Theoretical Biology* 207 (3), 337–347.

-
- Chuine, I., Cortazar-Atauri, I.G. de, Kramer, K., Hänninen, H., 2013. Plant Development Models. In: M.D. Schwartz (Hrsg.), *Phenology: An Integrative Environmental Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 275–293.
- Chuine, I., Cour, P., Rousseau, D.D., 2002. Selecting models to predict the timing of flowering of temperate trees. Implications for tree phenology modelling. *Plant, Cell & Environment* 22 (1), 1–13.
- Clarke, A., 2006. Temperature and the metabolic theory of ecology. *Functional Ecology* 20 (2), 405–412.
- Cleland, E., Chuine, I., Menzel, A., Mooney, H., Schwartz, M., 2007. Shifting plant phenology in response to global change. *Trends in Ecology & Evolution* 22 (7), 357–365.
- Coutant, C.C., 1999. Perspective on Temperature in the Pacific Northwest's Fresh Waters. Oak Ridge National Laboratory, Environmental Sciences Division Publication No. 4849, RNL/TM-1999/44 Oak Ridge, Tennessee.
- Danehy, R.J., Kirpes, B.J., 2000. Relative humidity gradients across riparian areas in Eastern Oregon and Washington forests. *Northwest Science* 74 (3), 224–233.
- Davenport, A.G., 1960. Rationale for determining design wind velocities. *Journal of the Structural Division* 86 (5), 39–68.
- Davies, P., Nelson, M., 1994. Relationships Between Riparian Buffer Widths and the Effects of Logging on Stream Habitat, Invertebrate Community Composition and Fish Abundance. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 45 (7), 1289–1305.
- Dawson, C.W., Abrahart, R.J., See, L.M., 2007. HydroTest. A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environmental Modelling & Software* 22 (7), 1034–1052.
- Dawson, F.H., Haslam, S.M., 1983. The management of river vegetation with particular reference to shading effects of marginal vegetation. *Landscape Planning* 10 (2), 147–169.
- Dawson, F.H., Kern-Hansen, U., 1979. The Effect of Natural and Artificial Shade on the Macrophytes of Lowland Streams and the Use of Shade as a Management Technique. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie* 64 (4), 437–455.
- Delpierre, N., Dufrêne, E., Soudani, K., Ulrich, E., Cecchini, S., Boé, J., François, C., 2009. Modelling interannual and spatial variability of leaf senescence for three deciduous tree species in France. *Agricultural and Forest Meteorology* 149 (6), 938–948.
- Demal, L., Fortin, M., 1987. Shading with bank side trees to control *Cladophora*. *Canadian Water Resources Journal* 12 (4), 43–51.
- Deutscher Wetterdienst (DWD), 2015. Vorschriften und Betriebsunterlagen für die phänologischen Beobachter des Deutschen Wetterdienstes. VuB 17. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Klima und Umwelt - KU 31, Phänologie -, Offenbach.
- Deutscher Wetterdienst (DWD), 2016. Klimastatusbericht 2015, Offenbach.
- Deutscher Wetterdienst (DWD), 2017. Aktuelles Netz aus Stationen mit phänologischen Beobachtungen des Nationalen Klimadatenzentrums. https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimadatendeutschland/mnetz/karten/messnetz_pe.pdf?__blob=publicationFile&v=11. Abgerufen am 17.08.2018.
- Deutscher Wetterdienst (DWD), 2018. Phänologische Uhr für Niedersachsen 2017. persönl. Mitteilung von Saskia Pietzsch, Abteilung Agrarmeteorologie, Fachleitung und Beratung (E-Mail), Offenbach. Abgerufen am 20.02.2018.
- DeWalle, D.R., 2008. Guidelines for riparian vegetative shade restoration based upon a theoretical shaded-stream model. *Journal of the American Water Resources Association* 44 (6), 1373–1387.
- DeWalle, D.R., 2010. Modeling Stream Shade. Riparian Buffer Height and Density as Important as Buffer Width1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 46 (2), 323–333.
- Drachenfels, O. von, 2010. Überarbeitung der Naturräumlichen Regionen Niedersachsens. Informationen des Naturschutz Niedersachsen 2010 (4), 249–252.
- Dugdale, S.J., Malcolm, I.A., Kantola, K., Hannah, D.M., 2018. Stream temperature under contrasting riparian forest cover. Understanding thermal dynamics and heat exchange processes. *Science of the Total Environment* 610–611, 1375–1389.
- Dunham, J., Chandler, G., Rieman, B., Martin, D., 2005. Measuring stream temperature with digital data loggers: a user's guide. http://fresc.usgs.gov/products/papers/1431_Dunham.pdf. Abgerufen am 28.09.2012.
- Environmental Protection Division of the Georgia Department of Natural Resources (GA EPD), 2015. Water Quality Modeling. <https://epd.georgia.gov/water-quality-modeling>. Abgerufen am 29.09.2018.
-

- Estiarte, M., Peñuelas, J., 2014. Alteration of the phenology of leaf senescence and fall in winter deciduous species by climate change. Effects on nutrient proficiency. *Global Change Biology* 21 (3), 1005–1017.
- Estrella, N., Menzel, A., 2006. Responses of leaf colouring in four deciduous tree species to climate and weather in Germany. *Climate Research* 32, 253–267.
- Evans, E.C., McGregor G. R., Petts G. E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes* 12 (4), 575–595.
- Feld, C.K., Fernandes, M.R., Ferreira, M.T., Hering, D., Ormerod, S.J., Venohr, M., Gutiérrez-Cánovas, C., 2018. Evaluating riparian solutions to multiple stressor problems in river ecosystems — A conceptual study. *Water Research* 139, 381–394.
- Fisher, J.I., Mustard, J.F., 2007. Cross-scalar satellite phenology from ground, Landsat, and MODIS data. *Remote Sensing of Environment* 109 (3), 261–273.
- Förster, K., 2013. Detaillierte Nachbildung von Schneeprozessen in der hydrologischen Modellierung.
- Förster, K., Gelleszun, M., Meon, G., 2012. A weather dependent approach to estimate the annual course of vegetation parameters for water balance simulations on the meso- and macroscale. *Advances in Geosciences* 32, 15–21.
- Fracheboud, Y., Luquez, V., Björkén, L., Sjödin, A., Tuominen, H., Jansson, S., 2009. The Control of Autumn Senescence in European Aspen. *Plant Physiology* 149 (4), 1982.
- Frampton, C.M., Pekelharing, C.J., Payton, I.J., 2001. A fast method for monitoring foliage density in single lower-canopy trees. *Environmental Monitoring and Assessment* 72 (3), 227–234.
- Freitag, E., 1987. Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Entwicklungsrhythmus der Pflanzen für historische Zeiträume. Schlussbericht zum BMFT-Förderungsvorhaben KF 2008. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Fu, Y., Zhang, H., Dong, W., Yuan, W., Bond-Lamberty, B., 2014. Comparison of Phenology Models for Predicting the Onset of Growing Season over the Northern Hemisphere. *PLoS ONE* 9 (10), e109544.
- Fu, Y.H., Piao, S., Delpierre, N., Hao, F., Hänninen, H., Liu, Y., Sun, W., Janssens, I.A., Campioli, M., 2017. Larger temperature response of autumn leaf senescence than spring leaf-out phenology. *Global Change Biology* 24 (5), 2159–2168.
- Garner, G., Malcolm, I.A., Sadler, J.P., Hannah, D.M., 2017. The role of riparian vegetation density, channel orientation and water velocity in determining river temperature dynamics. *Journal of Hydrology* 553, 471–485.
- Ghermandi, A., Vanderberghe, V., Benedetti, L., Bauwens, W., Vanrolleghem, P.A., 2009. Model-based assessment of shading effect by riparian vegetation on river water quality. *Ecological Engineering* 35 (1), 92–104.
- Gocht, M., Meon, G., 2016. Modelling and assessment of the combined impacts of climatic and demographic change on a multipurpose reservoir system in the Harz mountains. *Environmental Earth Sciences* 75 (21), 1395.
- Häckel, H., 2012. Meteorologie. Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Häkkinen, R., Linkosalo, T., Hari, P., 1995. Methods for combining phenological time series. Application to bud burst in birch (*Betula pendula*) in Central Finland for the period 1896–1955. *Tree Physiology* 15 (11), 721–726.
- Handcock, R.N., Torgersen, C.E., Cherkauer, K.A., Gillespie, A.R., Klement, T., Faux, R.N., Tan, J., 2012. Thermal infrared remote sensing of water temperature in riverine landscapes. In: Patrice E. Carbonneau, Hervé Piégay (Hrsg.), *Fluvial remote sensing for science and management*. Wiley-Blackwell, Chichester, Hoboken, pp. 85–113.
- Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2004. Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics. *River Research and Applications* 20 (6), 635–652.
- Hänninen, H., 1990. Modelling bud dormancy release in trees from cool and temperate regions. *Acta Forestalia Fennica* 213, 1–47.
- Harten, U., 2017. Wärmelehre. In: U. Harten (Hrsg.), *Physik: Eine Einführung für Ingenieure und Naturwissenschaftler*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 145–192.
- Hartmann, F.K., Schnelle, F., 1970. *Klimagrundlagen natürlicher Waldstufen und ihrer Waldgesellschaften in deutschen Mittelgebirgen*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

-
- Hebert, C., Caissie, D., Satish, M., El-Jabi, N., 2014. Modeling of hourly river water temperature using artificial neural networks. *Water Quality Research Journal of Canada* 49 (2), 144–162.
- Heisler, G.M., 1986. Effects of individual trees on the solar radiation climate of small buildings. *Urban Ecology* 9 (3), 337–359.
- Hense, A., Müller, M., 2007. Geostatistische Modellierung und Qualitätskontrolle von phänologischen Beobachtungen. *promet* 33 (1/2), 7–13.
- Hermes, D.A., 2004. Using Degree-Days and Plant Phenology to Predict Pest Activity. In: J.D. V. Krischik (Hrsg.), *IPM Integrated Pest Management of Midwest Landscapes*, Minnesota Agricultural Experiment Station Publication 58-07645, 316 pp., pp. 49–59.
- Hester, E.T., Doyle, M.W., 2011. Human impacts to river temperature and their effects on biological processes: A quantitative synthesis. *Journal of the American Water Resources Association* 47 (3), 571–587.
- Hill, W.R., Mulholland, P.J., Marzolf, E.R., 2001. Stream Ecosystem Responses to Forest Leaf Emergence in Spring. *Ecology* 82 (8), 2306–2319.
- Hill, W.R., Ryon, M.G., Schilling, E.M., 1995. Light Limitation in a Stream Ecosystem: Responses by Primary Producers and Consumers. *Ecology* 76 (4), 1297–1309.
- Hoffmann, H., 1881. Vergleichende phänologische Karte von Mitteleuropa. *Petermanns geographische Mitteilungen* 27, 19–26.
- Hölscher, J., Meon, G., Haberlandt, U., Kreye, P., Wörner, V., Schnorr, C., Petry, U., Anhalt, M., Plötner, S., 2017. Globaler Klimawandel. Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland. *KLiBiW Abschlussbericht – Phase 4*.
- Hudak, A.T., Evans, J.S., Stuart Smith, A.M., 2009. LiDAR Utility for Natural Resource Managers. *Remote Sensing* 1 (4), 934–951.
- Humboldt-Universität zu Berlin, Lebenswissenschaftliche Fakultät, Albrecht Daniel Thaer-Institut für Agrar- und Gartenbauwissenschaften (HU Berlin), 2010. International Phenological Gardens of Europe. Die Internationalen Phänologischen Gärten Europas. <http://ipg.hu-berlin.de/>. Abgerufen am 25.08.2018.
- Hutchins, M.G., Johnson, A.C., Deflandre-Vlandas, A., Comber, S., Posen, P., Boorman, D., 2010. Which offers more scope to suppress river phytoplankton blooms: Reducing nutrient pollution or riparian shading? *Science of the Total Environment* 408 (21), 5065–5077.
- Ice, G., Dent, L., Walsh, J., Hafele, R., Wilkinson, D., Brodziak, L., Caton, L., Hunt, T., Hammond, E., Measeles, P., 1999. Chapter 14: Stream Shade and Canopy Cover Monitoring Methods. In: *Oregon Plan for Salmon and Watersheds* (Hrsg.), *Water Quality Monitoring Guidebook*. Oregon State Government, Oregon, 14.1 - 14.35.
- Ihne, E., 1905. Phänologische Karte des Frühlungseinzugs in Mitteleuropa. *Petermanns geographische Mitteilungen* 51, 96–108.
- Imholt, C., Gibbins, C.N., Malcolm, I.A., Langan, S., Soulsby, C., 2010. Influence of riparian cover on stream temperatures and the growth of the mayfly *Baetis rhodani* in an upland stream. *Aquatic Ecology* 44 (4), 669–678.
- Imholt, C., Soulsby, C., Malcolm, I.A., Gibbins, C.N., 2013. Influence of contrasting riparian forest cover on stream temperature dynamics in salmonid spawning and nursery streams. *Ecohydrology* 6 (3), 380–392.
- Iqbal, N., Khan, N.A., Ferrante, A., Trivellini, A., Francini, A., Khan, M.I.R., 2017. Ethylene Role in Plant Growth, Development and Senescence. Interaction with Other Phytohormones. *Frontiers in Plant Science* 8 (475), 1–19.
- Janisch, J.E., Wondzell, S.M., Ehinger, W.J., 2012. Headwater stream temperature: Interpreting response after logging, with and without riparian buffers, Washington, USA. *Forest Ecology and Management* 270, 302–313.
- Jochner, S.C., Beck, I., Behrendt, H., Traidl-Hoffmann, C., Menzel, A., 2011. Effects of extreme spring temperatures on urban phenology and pollen production. A case study in Munich and Ingolstadt. *Climate Research* 49 (2), 101–112.
- Johnson, M.F., Wilby, R.L., 2015. Seeing the landscape for the trees. Metrics to guide riparian shade management in river catchments. *Water Resources Research* 51 (5), 3754–3769.
- Johnson, S.L., 2003. Stream temperature. Scaling of observations and issues for modelling. *Hydrological Processes* 17 (2), 497–499.
- Johnson, S.L., 2004. Factors influencing stream temperatures in small streams. Substrate effects and a shading experiment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61 (6), 913–923.
-

- Jolly, W.M., Nemani, R., Running, S.W., 2005. A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. *Global Change Biology* 11 (4), 619–632.
- Jonsson, B., Jonsson, N., 2010. A review of the likely effects of climate change on anadromous Atlantic salmon *Salmo salar* and brown trout *Salmo trutta*, with particular reference to water temperature and flow. *Journal of Fish Biology* 75 (10), 2381–2447.
- Kalbe, L., 1997. *Limnische Ökologie*. Vieweg+Teubner Verlag, Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH.
- Kalvāns, A., Bitāne, M., Kalvāne, G., 2015. Forecasting plant phenology. Evaluating the phenological models for *Betula pendula* and *Padus racemosa* spring phases, Latvia. *International Journal of Biometeorology* 59 (2), 165–179.
- Kaspar, F., Zimmermann, K., Polte-Rudolf, C., 2014. An overview of the phenological observation network and the phenological database of Germany's national meteorological service (Deutscher Wetterdienst). *Advances in Science and Research* 11 (1), 93–99.
- Kendall, M.G., Gibbons, J.D., 1990. *Rank correlation methods*. Oxford University Press, New York.
- King County, 2005. *Riparian Shade Characterization Study*. Prepared by Curtis DeGasperi, Water and Land Resources Division. Seattle, Washington.
- Kobayashi, K.D., 1982. Modelling temperature requirements for rest development in *Cornus sericea*. *Journal of the American Society for Horticultural Science* 107, 914–918.
- Köhler, J., Hachol, J., Hilt, S., 2010. Regulation of submersed macrophyte biomass in a temperate lowland river: Interactions between shading by bank vegetation, epiphyton and water turbidity. *Aquatic Botany* 92 (2), 129–136.
- Koike, T., 1990. Autumn coloring, photosynthetic performance and leaf development of deciduous broad-leaved trees in relation to forest succession. *Tree Physiology* 7 (1-4), 21–32.
- Konarska, J., Lindberg, F., Larsson, A., Thorsson, S., Holmer, B., 2014. Transmissivity of solar radiation through crowns of single urban trees—application for outdoor thermal comfort modelling. *Theoretical and Applied Climatology* 117 (3), 363–376.
- Kong, F., Yan, W., Zheng, G., Yin, H., Cavan, G., Zhan, W., Zhang, N., Cheng, L., 2016. Retrieval of three-dimensional tree canopy and shade using terrestrial laser scanning (TLS) data to analyze the cooling effect of vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* 217, 22–34.
- Körner, C., 2007. Significance of Temperature in Plant Life. In: M.D. Morecroft, J.I.L. Morison (Hrsg.), *Plant growth and climate change*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 48–66.
- Körner, C., Basler, D., 2010. Phenology Under Global Warming. *Science* 327.
- Kramer, K., 1994. Selecting a Model to Predict the Onset of Growth of *Fagus sylvatica*. *Journal of Applied Ecology* 31 (1), 172–181.
- Kreye, P., 2015. Mesoskalige Bodenwasserhaushaltsmodellierung mit Nutzung von Grundwassermessungen und satellitenbasierten Bodenfeuchtedaten.
- Kristensen, P., Kristensen, E., Riis, T., Anette, A., Larsen, S., Verdonshot, P., Baattrup-Pedersen, A., 2015. Riparian forest as a management tool for moderating future thermal conditions of lowland temperate streams. *Inland Waters* 5 (1), 27–38.
- Kukal, M.S., Irmak, S., 2018. U.S. Agro-Climat in 20th Century. Growing Degree Days, First and Last Frost, Growing Season Length, and Impacts on Crop Yields. *Scientific Reports* 8 (1), 6977.
- Landsberg, J.J., 1974. Apple Fruit Bud Development and Growth; Analysis and an Empirical Model. *Annals of Botany* 38 (5), 1013–1023.
- Lapham, W.W., 1989. Use of Temperature Profiles Beneath Streams to Determine Rates of Vertical Groundwater Flow and Vertical Hydraulic Conductivity. US Geological Survey Water-Supply Paper 2337. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Łaszewski, M., 2016. Relationships between environmental metrics and water temperature. A case study of Polish lowland rivers. *Water and Environment Journal* 30 (1-2), 143–150.
- Le, T.T.H., Lorenz, M., Zeunert, S., Vu Nguyen, C., Meon, G., 2017. Räumliche und zeitliche Variabilität der Wassermenge und Wasserqualität des Thi-Vai-Einzugsgebietes in Südvietnam – Datenanalyse eines Monitoringprogramms. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61 (6), 370–382.
- Leach, J.A., Moore, R.D., 2011. Stream temperature dynamics in two hydrogeomorphically distinct reaches. *Hydrological Processes* 25 (5), 679–690.

-
- Lechowicz, M.J., 1984. Why do temperate deciduous trees leaf out at different times? Adaptation and ecology of forest communities. *American Naturalist* 124 (6), 821–842.
- Lefsky, M.A., Cohen, W.B., Parker, G.G., Harding, D.J., 2002. Lidar Remote Sensing for Ecosystem Studies Lidar, an emerging remote sensing technology that directly measures the three-dimensional distribution of plant canopies, can accurately estimate vegetation structural attributes and should be of particular interest to forest, landscape, and global ecologists. *BioScience* 52 (1), 19–30.
- Legates, D.R., McCabe, G.J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35 (1), 233–241.
- Leistert, H., Weiler, M., 2011. Hochaufgelöste Modellierung der Beschattung von Fließgewässern durch Vegetation und Topographie mittels LiDAR Daten. In: G. Blöschl, R. Merz (Hrsg.), *Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung; Heft 30.11. DWA Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef, pp. 193–199.*
- Li, G., Jackson, C.R., Kraseski, K.A., 2012. Modeled riparian stream shading: Agreement with field measurements and sensitivity to riparian conditions. *Journal of Hydrology* 428–429, 142–151.
- Lieth, H., 1974. *Phenology and Seasonality Modeling*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Linkosalo, T., Häkkinen, R., Hänninen, H., 2006. Models of the spring phenology of boreal and temperate trees. Is there something missing? *Tree Physiology* 26, 1165–1172.
- Linné, C.v., 1809. *Philosophia botanica. Editio quarta*. C. Sprengel Halae ad Salem., Stockholm.
- Liu, G., Chen, X., Zhang, Q., Lang, W., Delpierre, N., 2018. Antagonistic effects of growing season and autumn temperatures on the timing of leaf coloration in winter deciduous trees. *Global Change Biology* 24 (8), 3537–3545.
- Lohmeyer, W., Krause, A., 1977. Über die Auswirkungen des Gehölzbewuchses an kleinen Wasserläufen des Münsterlandes auf die Vegetation im Wasser und an den Böschungen im Hinblick auf die Unterhaltung der Gewässer, Bonn-Bad Godesberg.
- Loicq, P., Moatar, F., Jullian, Y., Dugdale, S.J., Hannah, D.M., 2018. Improving representation of riparian vegetation shading in a regional stream temperature model using LiDAR data. *Science of the Total Environment* 624, 480–490.
- LWI-HYWAG und IfW, 2017. *Panta Rhei Benutzerhandbuch - Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware (unveröffentlicht)*, Braunschweig.
- Maede, A., 1952. Bemerkungen zur Vereinfachung des phänologischen Meldeprogramms. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone* 42, 110–114.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13 (3), 245–259.
- Martin, J.L., Wool, T.A., 2002. *A Dynamic One-Dimensional Model of Hydrodynamics and Water Quality EPD-RIV1 Version 1.0. User's Manual*. <http://epdsoftware.wileng.com/Download/EpdRiv1.pdf>. Abgerufen am 08.05.2018.
- Menzel, A., 2007. Phänologische Modelle. *promet* 33 (1/2), 20–27.
- Menzel, A., Estrella, N., Fabian, P., 2001. Spatial and temporal variability of the phenological seasons in Germany from 1951 to 1996. *Global Change Biology* 7 (6), 657–666.
- Menzel, A., Fabian, P., 1999. Growing season extended in Europe. *Nature* 397, 659.
- Menzel, A., Jakobi, G., Ahas, R., Scheifinger, H., Estrella, N., 2003. Variations of the climatological growing season (1951–2000) in Germany compared with other countries. *International Journal of Climatology* 23 (7), 793–812.
- Meon, G., Lorenz, M., Koch, A., Zeunert, S., Le, T.T.H., Paetsch, M., Nguyen, H.-Q., 2017. Entwicklung einer Basisversion eines Managementsystems für die regionale Wasserwirtschaft einer Küstenzone in Vietnam (Development of a basic version of a management system for the regional water resources management of a coastal zone in Vietnam). *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61 (6), 437–449.
- Mohseni, O., Stefan, H.G., Eaton, J.G., 2003. Global warming and potential changes in fish habitat in U.S. streams. *Climatic Change* 59 (3), 389–409.
- Moore, R.D., Leach, A.J., Knudson, M.J., 2014. Geometric calculation of view factors for stream surface radiation modelling in the presence of riparian forest. *Hydrological Processes* 28 (6), 2975–2986.
- Moore, R.D., Spittlehouse, D.L., Story, A., 2005. Riparian microclimate and stream temperature response to forest harvesting: A review. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (4), 813–834.
-

- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* 50 (3), 885–900.
- Morisette, J.T., Richardson, A.D., Knapp, A.K., Fisher, J.I., Graham, E.A., Abatzoglou, J., Wilson, B.E., Breshears, D.D., Henebry, G.M., Hanes, J.M., Liang, L., 2008. Tracking the rhythm of the seasons in the face of global change. *Phenological research in the 21st century. Frontiers in Ecology and the Environment* 7 (5), 253–260.
- Murray, M.B., Cannell, M.G.R., Smith, R.I., 1989. Date of Budburst of Fifteen Tree Species in Britain Following Climatic Warming. *Journal of Applied Ecology* 26 (2), 693–700.
- Naiman, R.J., Décamps, H., 1997. The ecology of interfaces: Riparian zones. *Annual Review of Ecology and Systematics* 28, 621–658.
- Némethy, G., Scheraga, H.A., 1962. Structure of Water and Hydrophobic Bonding in Proteins. I. A Model for the Thermodynamic Properties of Liquid Water. *The Journal of Chemical Physics* 36 (12), 3382–3400.
- Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), 2005. Bestandsaufnahme zur Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie. Oberflächengewässer - Bearbeitungsgebiet Aller/Böhmte. <http://docplayer.org/69288386-Stand-november-2004-bestandsaufnahme-zur-umsetzung-der-eg-wasserrahmenrichtlinie-oberflaechengewaesser-bearbeitungsgebiet-all-boehme.html>. Abgerufen am 05.10.2018.
- Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), 2010a. Gewässerüberwachungssystem Niedersachsen (GÜN) Gütemessnetz Fließgewässer und stehende Gewässer. https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/128535/Oberirdische_Gewaesser_Band_31.....Ausgabe_2017.pdf. Abgerufen am 05.10.2018.
- Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), 2010b. Hydrographische Karte Niedersachsen. Weser. Flächenverzeichnis. Niedersächsisches Ministerium für Umwelt, Energie, Bauen und Klimaschutz, Hannover.
- Niedersächsisches Landesamt für Ökologie (NLfÖ), 1998. Hydrologische Landschaften im Raum Niedersachsen. <https://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/81151>. Abgerufen am 05.10.2018.
- Ojanguren, A.F., Reyes-Gavilán, F.G., Braña, F., 2001. Thermal sensitivity of growth, food intake and activity of juvenile brown trout. *Journal of Thermal Biology* 26 (3), 165–170.
- Olsson, C., Jönsson, A.M., 2014. Process-based models not always better than empirical models for simulating budburst of Norway spruce and birch in Europe. *Global Change Biology* 20 (11), 3492–3507.
- Onset Computer Corporation, 2012. HOBO® Water Temp Pro v2 (U22-001) Handbuch. <http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/u22-001>. Abgerufen am 01.06.2018.
- Patt, H., Jürging, P., Kraus, W., 2009. Naturnaher Wasserbau. Entwicklung und Gestaltung von Fließgewässern. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Pedersen, N.L., Sand-Jensen, K., 2007. Temperature in lowland Danish streams: contemporary patterns, empirical models and future scenarios. *Hydrological Processes* 21 (3), 348–358.
- Pfau, R., 1964. Varianz- und korrelationsanalytische Untersuchungen an phänologischen Phasen. *Meteorologische Rundschau* 17, 113–122.
- Polgar, C.A., Primack, R.B., 2011. Leaf-out phenology of temperate woody plants. From trees to ecosystems. *New Phytologist* 191 (4), 926–941.
- Pollock, M.M., Beechie, T.J., 2014. Does Riparian Forest Restoration Thinning Enhance Biodiversity? The Ecological Importance of Large Wood. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 50 (3), 543–559.
- Polte-Rudolf, C., Zimmermann, K., 2013. Prüfung und Korrektur phänologischer Daten. *Phänologie-Journal* 41, 8.
- Pouliot, D., Latifovic, R., Fernandes, R., Olthof, I., 2011. Evaluation of compositing period and AVHRR and MERIS combination for improvement of spring phenology detection in deciduous forests. *Remote Sensing of Environment* 115 (1), 158–166.
- Quigley, T.M., 1981. Estimating Contribution of Overstory Vegetation to Stream Surface Shade. *Wildlife Society Bulletin* 9 (1), 22–27.
- Reed, B.C., Schwartz, M.D., Xiao, X., 2009. Remote Sensing Phenology. In: A. Noormets (Hrsg.), *Phenology of Ecosystem Processes*. Springer, New York, pp. 231–246.

-
- Reinartz, R., 2007. Auswirkungen der Gewässererwärmung auf die Physiologie und Ökologie der Süßwasserfische Bayerns. Literaturstudie im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Umwelt Referat 57 / Gewässerökologie.
http://www.nid.bayern.de/doc/Auswirkungen%20der%20Gew%C3%A4ssererw%C3%A4rmung-Literaturstudie%20LFU%20Bayern_Datum.pdf. Abgerufen am 11.07.2018.
- Revfeim, K.J.A., 1981. Estimating solar radiation income from 'bright' sunshine records. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107 (452), 427–435.
- Richardson, A.D., Bailey, A.S., Denny, E.G., Martin, C.W., O'Keefe, J., 2006. Phenology of a northern hardwood forest canopy. *Global Change Biology* 12 (7), 1174–1188.
- Richardson, A.D., Hufkens, K., Milliman, T., Frolking, S., 2018. Intercomparison of phenological transition dates derived from the PhenoCam Dataset V1.0 and MODIS satellite remote sensing. *Scientific Reports* 8 (1), 5679.
- Richardson, A.D., Keenan, T.F., Migliavacca, M., Ryu, Y., Sonnentag, O., Toomey, M., 2013. Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. *Agricultural and Forest Meteorology* 169, 156–173.
- Rutherford, J.C., Blackett, S., Blackett, C., Saito, L., Davies-Colley, R.J., 1997. Predicting the effects of shade on water temperature in small streams. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 31 (5), 707–721.
- Sand-Jensen, K., Jeppensen, E., Nielsen, K., van der Bijl, L., Hjerminde, L., Wiggers Nielsen, L., Iversen, T.M., 1989. Growth of macrophytes and ecosystem consequences in a lowland Danish stream. *Freshwater Biology* 22 (1), 15–32.
- Sand-Jensen, K.A.J., Pedersen, N.L., 2005. Differences in temperature, organic carbon and oxygen consumption among lowland streams. *Freshwater Biology* 50 (12), 1927–1937.
- Sardemann, H., Eltner, A., Maas, H.-G., 2018. Acquisition of Geometrical data of small rivers with an unmanned water vehicle. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XLII-2*, 1023–1027.
- Savoy, P., Mackay, D.S., 2015. Modeling the seasonal dynamics of leaf area index based on environmental constraints to canopy development. *Agricultural and Forest Meteorology* 200, 46–56.
- Schaber, J., 2005. Phenology in Germany in the 20th Century: Methods, Analyses and Models. Dissertation, Universität Potsdam, Potsdam.
- Schaber, J., Badeck, F.-W., 2002. Evaluation of methods for the combination of phenological time series and outlier detection. *Tree Physiology* 22 (14), 973–982.
- Schaber, J., Badeck, F.-W., 2003. Physiology-based phenology models for forest tree species in Germany. *International Journal of Biometeorology* 47 (4), 193–201.
- Schnelle, F., 1952. Über die Abhängigkeit der Laubverfärbung von der Temperatur. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone* 38, 227–228.
- Schnelle, F., 1955. Pflanzen-Phänologie. In: B. de Rudder, F. Rüttner (Hrsg.), *Probleme der Bioklimatologie*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig.
- Schönborn, W., 1992. Fließgewässerbiologie. Mit 23 Tabellen. Fischer, Jena.
- Schönborn, W., Risse-Buhl, U., 2013. Lehrbuch der Limnologie. Schweizerbart, Stuttgart.
- Schulze, E.D., 1970. Der CO₂-Gaswechsel der Buche (*Fagus sylvatica* L.) in Abhängigkeit von den Klimafaktoren im Freiland. *Flora* 159, 177–232.
- Schwartz, M.D., 1997. Spring index models: an approach to connecting satellite and surface phenology. In: H. Lieth, M.D. Schwartz (Hrsg.), *Phenology of seasonal climates 1*. Backhuys, Leiden, Niederlande, pp. 23–38.
- Schwartz, M.D., Ahas, R., Aasa, A., 2006. Onset of spring starting earlier across the Northern Hemisphere. *Global Change Biology* 12 (2), 343–351.
- Schwartz, M.D., Chen, X., 2002. Examining the onset of spring in China. *Climate Research* 21 (2), 157–164.
- Schwoerbel, J., Brendelberger, H., 2013. Einführung in die Limnologie. Springer Spektrum, Berlin.
- Seavy, N.E., Gardali, T., Golet, G.H., Griggs, F.T., Howell, C.A., Kelsey, R., Small, S.L., Viers, J.H., Weigand, J.F., 2009. Why climate change makes riparian restoration more important than ever: Recommendations for practice and research. *Ecological Restoration* 27 (3), 330–338.
-

- Selker, J.S., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., van de Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., Parlange, M.B., 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research* 42 (12), 1–8.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association* 63 (324), 1379–1389.
- Seyfert, F., 1955. Eintritt phänologischer Phasen und auslösende Wetterlagen. *Angewandte Meteorologie* 2, 183–190.
- Seyfert, F., 1966. Ein Beitrag zur Prognose phänologischer Daten. In: *Meteorologischer Dienst der DDR (Hrsg.), Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der DDR Nr. 80*. Akademie Verlag, Berlin.
- Seyfert, F., 1970. Phänologische Studien aus dem Erzgebirge. In: *Meteorologischer Dienst der DDR (Hrsg.), Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der DDR Nr. 91*. Akademie Verlag, Berlin.
- Seyfert, F., 2007. *Phänologie*. Westarp-Wissenschaften-Verlagsgesellschaft, Hohenwarsleben.
- Sharma, D., Kansal, A., 2013. Assessment of river quality models. A review. *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology* 12 (3), 285–311.
- Sharma, S., Srivastava, P., Fang, X., Kalin, L., 2012. Incorporating Climate Variability for Point-Source Discharge Permitting in a Complex River System. *Transactions of the ASABE* 55 (6), 2213.
- Singh, J., Knapp, H.V., Arnold, J.G., Demissie, M., 2005. Hydrological modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (2), 343–360.
- Sinokrot, B.A., Stefan, H.G., 1993. Stream temperature dynamics: Measurements and modeling. *Water Resources Research* 29 (7), 2299–2312.
- Smith, K., Lavis, M.E., 1975. Environmental Influences on the Temperature of a Small Upland Stream. *Oikos* 26 (2), 228–236.
- Snyder, R.L., Spano, D., Cesaraccio, C., Duce, P., 1999. Determining degree-day thresholds from field observations. *International Journal of Biometeorology* 42 (4), 177–182.
- Soolanayakanahally, R.Y., Guy, R.D., Silim, S.N., Song, M., 2012. Timing of photoperiodic competency causes phenological mismatch in balsam poplar (*Populus balsamifera* L.). *Plant, Cell & Environment* 36 (1), 116–127.
- Sparks, T.H., Menzel, A., Stenseth, N.C., 2009. European cooperation in plant phenology. *Climate Research* 39 (3), 175–177.
- Sridhar, V., Sansone, A.L., LaMarche, J., Dubin, T., Lettenmaier, D.P., 2004. Prediction of stream temperature in forested watersheds. *Journal of the American Water Resources Association* 40 (1), 197–213.
- Stevens, H.H., Ficke, J.F., Smoot, G.F., 1975. Water temperature-influential factors, field measurement, and data presentation.
- Stillingfleet, B., 1762. *Miscellaneous tracts relating to natural history, husbandry and physick; to which is added the calendar of flora*. Dodsley, London.
- Story, A., 2003. Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads. Downstream cooling linked to subsurface hydrology. *Canadian Journal of Forest Research* 33 (8), 1383–1396.
- Stull, R.B., 2009. *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer, Dordrecht.
- Sullivan, K., Tooley, J., Caldwell, J.E., Knudsen, P., 1990. Evaluation of Prediction Models and Characterization of Stream Temperature Regimes in Washington. *Timber/Fish/Wildlife Rep. No. TFW-WQ3-90-006*. Washington Department of Natural Resources, Olympia, Washington.
- Sweeney, B.W., Newbold, J.D., 2014. Streamside Forest Buffer Width Needed to Protect Stream Water Quality, Habitat, and Organisms: A Literature Review. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 50 (3), 560–584.
- Templ, B., Koch, E., Bolmgren, K., Ungersböck, M., Paul, A., Scheifinger, H., Rutishauser, T., Busto, M., Chmielewski, F.-M., Hájková, L., Hodzić, S., Kaspar, F., Pietragalla, B., Romero-Fresneda, R., Tolvanen, A., Vučetić, V., Zimmermann, K., Züst, A., 2018. Pan European Phenological database (PEP725). A single point of access for European data. *International Journal of Biometeorology* 62 (6), 1109–1113.
- Testa, S., Soudani, K., Boschetti, L., Borgogno Mondino, E., 2018. MODIS-derived EVI, NDVI and WDRVI time series to estimate phenological metrics in French deciduous forests. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 64, 132–144.

-
- Theurer, F.D., Voos, K.A., Miller, W.J., 1984. Instream water temperature model. Instream Flow Information Paper 16. U.S. Fish and Wildlife Service FWS/OBS-84/15.
- Tooke, T.R., Coops, N.C., Voogt, J.A., Meitner, M.J., 2011. Tree structure influences on rooftop-received solar radiation. *Landscape and Urban Planning* 102 (2), 73–81.
- Torgersen, C.E., Faux, R.N., McIntosh, B.A., Poage, N.J., Norton, D.J., 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment* 76 (3), 386–398.
- Trimmel, H., Weihs, P., Leidinger, D., Formayer, H., Kalny, G., Melcher, A., 2018. Can riparian vegetation shade mitigate the expected rise in stream temperatures due to climate change during heat waves in a human-impacted pre-alpine river? *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (1), 437–461.
- Uhlmann, D., Horn, W., 2001. *Hydrobiologie der Binnengewässer. Ein Grundriss für Ingenieure und Naturwissenschaftler*; 34 Tabellen. Ulmer, Stuttgart (Hohenheim).
- United States Environmental Protection Agency (US EPA), 2006. Final Total Maximum Daily Load (TDML) for Dissolved Oxygen. In Savannah Harbor In Savannah Harbor, Savannah River Basin, Chatham and Effingham Counties, Georgia, Atlanta, Georgia, USA.
- University of Oregon, Solar Radiation Monitoring Laboratory, 2007. Sun path chart program. <http://solar.dat.uoregon.edu/SunChartProgram.html>. Abgerufen am 17.07.2018.
- van Vliet, M.T.H., Franssen, W.H.P., Yearsley, J.R., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D.P., Kabat, P., 2013. Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change* 23 (2), 450–464.
- Vatland, S.J., Gresswell, R.E., Poole, G.C., 2014. Quantifying stream thermal regimes at multiple scales. Combining thermal infrared imagery and stationary stream temperature data in a novel modeling framework. *Water Resources Research* 51 (1), 31–46.
- Vegis, A., 1964. Dormancy in higher plants. *Annu. Rev. Plant Physiol* 15, 185–215.
- Wagar, J.A., Heisler, G.M., 1986. Rating Winter Crown Density of Deciduous Trees. A Photographic Procedure. *Landscape Journal* 5 (1), 9–18.
- Wagner, R., Becker, G. (Hrsg.), 2011. Central European stream ecosystems. The long term study of the Breitenbach. Wiley-Blackwell, Weinheim.
- Wang, M., Chang, H.-C., Merrick, J.R., Amati, M., 2016. Assessment of solar radiation reduction from urban forests on buildings along highway corridors in Sydney. *Urban Forestry & Urban Greening* 15, 225–235.
- Ward, J.V., 1985. Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia* 125 (1), 31–46.
- Wasser, L., Day, R., Chasmer, L., Taylor, A., 2013. Influence of vegetation structure on lidar-derived canopy height and fractional cover in forested riparian buffers during leaf-off and leaf-on conditions. *PLoS ONE* 8 (1), e54776.
- Water Resources Engineers, I., 1967. Prediction of Thermal Energy Distribution in Streams and Reservoirs. Prepared for the California Dept. of Fish and Game., Sacramento, USA.
- Wawrzyniak, V., Allemand, P., Bailly, S., Lejot, J., Piégay, H., 2017. Coupling LiDAR and thermal imagery to model the effects of riparian vegetation shade and groundwater inputs on summer river temperature. *Science of the Total Environment* 592, 616–626.
- Webb, B.W., Hannah, D.M., Moore, R.D., Brown, L.E., Nobilis, F., 2008. Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes* 22 (7), 902–918.
- Webb, B.W., Zhang, Y., 1997. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological Processes* 11 (1), 79–101.
- Webb, B.W., Zhang, Y., 2004. Intra-annual variability in the non-advective heat energy budget of Devon streams and rivers. *Hydrological Processes* 18 (11), 2117–2146.
- Wetzel, R.G., 2001. *Limnology. Lake and river ecosystems*. Academic Press, Elsevier, San Diego.
- Wilcock, R.J., Scarsbrook, M.R., Cooke, J.G., Costley, K.J., Nagels, J.W., 2004. Shade and flow effects on ammonia retention in macrophyte-rich streams: Implications for water quality. *Environmental Pollution* 132 (1), 95–100.
- Wilson, C., 2003. EPD-RIV1. Georgia EPD Environmental Software. Wilson Engineering, Ballwin, Missouri <http://epdsoftware.wileng.com/Download.htm>.
- Worch, 1997. *Wasser und Wasserinhaltsstoffe*. Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden.
-

- Wu, W., Dandy, G., Maier, H., 2014. Protocol for developing ANN models and its application to the assessment of the quality of the ANN model development process in drinking water quality modelling. *Environmental Modelling & Software* 54, 108–127.
- www.solarpathfinder.com, 2018. Solar Pathfinder Assistant Sample Report. <https://www.solarpathfinder.com/images/spf/spa-site-analysis-report-big.jpg>. Abgerufen am 28.08.2018.
- Xie, Y., Civco, D., Silander, J., 2018. Species-specific spring and autumn leaf phenology captured by time-lapse digital cameras. *Ecosphere* 9 (1b), e02089.
- Yang, S., Logan, J., Coffey, D.L., 1995. Mathematical formulae for calculating the base temperature for growing degree days. *Agricultural and Forest Meteorology* 74 (1), 61–74.
- Yang, X., Miller, D.R., Montgomery, M.E., 1993. Vertical distributions of canopy foliage and biologically active radiation in a defoliated/refoliated hardwood forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 67 (1), 129–146.
- Youngberg, R.J., 1983. Shading effects of deciduous trees. *Journal of arboriculture* (9), 295–297.
- Zhao, M., Peng, C., Xiang, W., Deng, X., Tian, D., Zhou, X., Yu, G., He, H., Zhao, Z., 2013. Plant phenological modeling and its application in global climate change research. Overview and future challenges. *Environmental Reviews* 21 (1), 1–14.
- Zwieniecki, M.A., Newton, M., 1999. Influence of Streamside Cover and Stream Features on Temperature Trends in Forested Streams of Western Oregon. *Western Journal of Applied Forestry* 14 (2), 106–113.

Anhang

Übersicht

Berechnete Beschattung der Gewässeroberfläche im Gewässerabschnitt der Böhme (Tab. A 1).....	A-3
Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Abweichung vom langjährigen mittleren Phaseneintritt des Bezugszeitraumes 1991-2016 (Tab. A 2).....	A-7
Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDav mit TB=0°C (Tab. A 3).....	A-8
Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDmodav mit TB=0°C (Tab. A 4).....	A-9
Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDSin mit TB=0°C (Tab. A 5).....	A-10
Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen eines kritischen GSI (in Tagen seit Jahresbeginn (Tab. A 6)	A-11
Entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 1991 - 1998 (Abb. A 1).....	A-12
Entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 1999 - 2006 (Abb. A 2).....	A-13
Entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 2007 - 2014 (Abb. A 3).....	A-14
Entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 2015 - 2016 (Abb. A 4).....	A-15

Tab. A 1: Berechnete Beschattung der Gewässeroberfläche SD [%] im Gewässerabschnitt der Böhme zu unterschiedlichen Zeiten der Vegetationsentwicklung (BE1-BE7: Zeitintervalle der Blattentfaltung, S: nach abgeschlossener Blattentfaltung, BF1 und BF2: Zeitintervalle des Blattentfalls, W: nach abgeschlossenem Blattfall, Vegetationsruhe).

Ab km Fließstrecke	SD _{BE1}	SD _{BE2}	SD _{BE3}	SD _{BE4}	SD _{BE5}	SD _{BE6}	SD _{BE7}	SD _S	SD _{BF1}	SD _{BF2}	SD _W
0,0	52	59	66	73	80	85	88	90	74	58	41
0,3	40	51	58	65	73	78	82	90	72	54	37
0,5	64	69	75	80	85	91	96	96	86	73	61
0,7	46	55	64	73	79	86	92	96	78	60	42
1,3	45	52	58	65	68	72	75	91	74	58	41
1,6	53	62	67	73	79	83	85	93	78	64	49
1,8	56	62	68	74	78	81	85	95	81	67	53
2,0	42	50	59	68	76	84	92	96	78	58	37
2,2	46	50	55	58	64	68	71	78	64	50	36
2,4	7	12	16	20	25	30	34	37	26	15	4
2,7	56	54	53	51	50	49	48	53	52	51	50
3,0	59	63	68	72	77	81	86	89	77	65	53
3,3	55	57	57	58	61	63	64	68	63	58	53
3,6	62	67	70	75	81	87	90	96	84	71	58
4,0	34	41	48	54	60	65	71	79	63	47	31
4,2	8	12	17	21	26	31	36	39	28	16	4
4,6	59	67	72	77	83	86	88	96	86	74	63
4,8	2	3	5	6	8	9	11	13	9	4	0
5,1	3	5	8	10	13	16	19	21	14	7	1
5,7	17	23	26	30	34	36	38	41	33	25	17
6,0	2	5	8	11	14	17	20	21	14	8	1
6,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6,6	34	38	41	43	48	54	55	59	49	39	30
6,9	21	24	28	33	37	39	45	50	39	29	19
7,2	17	19	22	25	27	28	32	37	29	22	14
7,5	12	15	17	21	25	28	34	36	27	19	10
7,8	50	55	58	62	66	69	73	81	69	57	44
8,1	49	52	55	59	64	68	72	75	65	55	45
8,2	14	17	21	24	27	30	34	37	28	19	10
8,4	26	29	34	39	42	44	50	57	45	33	21
8,6	18	20	24	27	30	32	37	41	33	24	15
8,7	27	29	30	31	33	34	36	39	34	30	25
9,0	27	28	31	33	35	38	41	49	41	33	25
9,2	37	39	44	48	53	56	64	69	57	46	35
9,5	36	38	40	40	42	45	48	51	46	40	35
9,8	29	30	32	34	35	37	39	39	35	32	28
10,0	15	18	21	25	29	32	38	40	30	21	11
10,4	30	32	37	41	44	47	51	54	44	34	24

Tab. A 1: Berechnete Beschattung der Gewässeroberfläche SD [%] im Gewässerabschnitt der Böhme zu unterschiedlichen Zeiten der Vegetationsentwicklung. BE1-BE7: Zeitintervalle der Blattentfaltung, S: nach abgeschlossener Blattentfaltung, BF1 und BF2: Zeitintervalle des Blattentfalls, W: nach abgeschlossenem Blattfall, Vegetationsruhe (Fortsetzung).

Ab km Fließstrecke	SD _{BE1}	SD _{BE2}	SD _{BE3}	SD _{BE4}	SD _{BE5}	SD _{BE6}	SD _{BE7}	SD _S	SD _{BF1}	SD _{BF2}	SD _W
10,6	27	30	34	38	43	46	49	51	42	32	23
10,9	76	77	79	81	82	83	85	94	86	78	70
11,1	75	80	84	88	92	94	96	96	90	82	73
11,6	26	30	32	34	36	37	40	41	35	28	22
11,9	24	27	31	35	37	40	43	54	43	32	20
12,1	17	17	19	21	23	24	27	32	27	21	16
12,4	19	22	25	30	33	35	40	45	35	26	16
12,7	6	8	11	13	15	17	20	21	15	10	4
13,0	33	40	44	48	52	54	54	66	53	40	26
13,3	3	6	8	11	14	17	20	21	14	8	1
13,6	9	13	16	19	22	24	27	30	22	14	5
13,9	56	57	58	59	59	60	61	68	62	55	48
14,1	23	26	29	32	35	39	42	44	36	27	19
14,5	2	4	6	7	9	11	13	14	10	5	1
14,8	7	10	14	17	19	22	24	29	20	11	3
15,0	17	23	29	36	40	45	49	62	44	25	6
15,3	54	55	55	56	58	61	63	76	59	43	27
15,7	5	7	8	10	11	12	14	14	10	6	2
16,0	64	65	66	66	67	67	68	68	65	61	58
16,3	11	17	24	30	37	43	49	56	39	22	5
16,6	16	23	30	37	43	49	54	66	46	26	6
16,9	6	8	9	11	13	15	17	17	13	8	3
17,2	7	10	13	16	19	23	26	28	20	12	4
17,6	36	43	50	57	63	68	74	81	62	43	25
17,8	8	11	14	17	21	24	27	30	21	13	4
18,1	12	19	27	34	43	52	61	64	44	24	4
18,7	18	26	35	44	51	59	66	78	54	31	7
19,0	20	25	30	34	39	44	48	51	39	26	14
19,3	24	34	44	54	64	74	84	91	64	38	11
19,7	27	37	46	56	65	74	83	89	65	41	16
19,9	17	26	35	44	54	63	73	80	56	31	7
20,1	14	22	30	37	45	53	60	81	56	32	7
20,5	20	31	42	53	64	75	86	96	66	37	8
20,6	18	27	37	47	57	68	78	85	59	33	8
20,8	13	19	26	33	40	47	54	60	42	24	6
21,0	12	19	26	33	39	46	53	59	41	23	5
21,3	13	20	27	34	41	48	55	62	43	24	5
21,5	24	28	32	35	39	43	47	52	40	28	17

Tab. A 1: Berechnete Beschattung der Gewässeroberfläche SD [%] im Gewässerabschnitt der Böhme zu unterschiedlichen Zeiten der Vegetationsentwicklung. BE1-BE7: Zeitintervalle der Blattentfaltung, S: nach abgeschlossener Blattentfaltung, BF1 und BF2: Zeitintervalle des Blattentfalls, W: nach abgeschlossenem Blattfall, Vegetationsruhe (Fortsetzung).

Ab km Fließstrecke	SD _{BE1}	SD _{BE2}	SD _{BE3}	SD _{BE4}	SD _{BE5}	SD _{BE6}	SD _{BE7}	SD _S	SD _{BF1}	SD _{BF2}	SD _W
22,3	17	24	31	38	45	52	59	68	50	31	13
22,6	36	39	42	44	47	50	53	54	46	38	30
22,8	17	23	29	35	41	47	53	58	42	26	10
23,1	8	12	16	20	23	25	28	31	22	12	3
23,4	24	29	33	38	42	47	51	54	42	30	19
23,6	49	57	64	71	78	86	93	96	81	64	47
23,8	47	54	60	67	74	81	88	92	73	54	35
24,1	4	6	8	9	11	13	14	16	11	7	2
24,4	2	3	5	6	7	8	9	12	8	5	1
24,9	19	22	24	27	30	33	35	41	32	22	13
25,2	10	16	21	27	32	38	44	50	35	20	5
25,5	12	18	25	31	37	43	49	56	39	22	5
25,8	16	24	33	41	48	56	63	72	50	28	7
26,1	38	40	41	42	43	45	46	54	43	33	22
26,4	3	5	7	9	11	12	14	15	11	6	1
26,7	0	0	1	1	1	2	2	2	1	1	0
27,0	1	1	1	2	2	3	3	3	2	1	0
27,3	1	1	1	2	2	3	3	3	2	1	0
27,6	2	4	5	7	8	10	12	12	8	5	1
27,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28,5	0	1	2	3	3	4	4	4	3	1	0
28,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29,1	2	2	3	3	3	4	4	6	4	3	2
29,4	12	18	25	31	37	42	48	54	37	21	4
29,7	7	10	14	17	19	22	24	29	20	11	3
30,0	4	6	9	11	14	17	19	21	14	8	2
30,3	5	8	11	14	17	20	23	25	18	10	2
30,5	14	17	20	22	24	25	26	31	24	16	9
30,7	49	51	53	56	57	58	59	72	59	45	32
30,9	11	16	22	27	31	34	38	46	32	18	5
31,1	4	6	8	9	10	11	12	15	11	6	2
31,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
31,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
32,0	2	2	3	4	5	5	6	7	5	3	1
32,3	2	4	5	6	8	9	10	11	8	4	1
32,6	2	3	4	5	6	7	8	9	7	4	1
32,9	7	10	14	17	20	23	26	30	21	12	3

Tab. A 1: Berechnete Beschattung der Gewässeroberfläche SD [%] im Gewässerabschnitt der Böhme zu unterschiedlichen Zeiten der Vegetationsentwicklung. BE1-BE7: Zeitintervalle der Blattentfaltung, S: nach abgeschlossener Blattentfaltung, BF1 und BF2: Zeitintervalle des Blattentfalls, W: nach abgeschlossenem Blattfall, Vegetationsruhe (Fortsetzung).

Ab km Fließstrecke	SD _{BE1}	SD _{BE2}	SD _{BE3}	SD _{BE4}	SD _{BE5}	SD _{BE6}	SD _{BE7}	SD _S	SD _{BF1}	SD _{BF2}	SD _W
33,2	7	11	15	19	23	26	30	34	24	13	3
33,6	7	11	16	20	24	28	32	35	24	14	3
33,8	15	24	34	43	50	57	64	71	49	27	5
34,1	18	29	39	50	60	71	82	91	63	35	7
34,5	6	9	12	15	18	21	25	27	19	11	2
34,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
36,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. A 2: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Abweichung vom langjährigen mittleren Phaseneintritt des Bezugszeitraumes 1991-2016 (MW).

	MW	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	85	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
Abweichung [d]	-	-7	-5	1	1	5	24	-2	-23	-11	-5	10	-17	9
Blüte <i>S. nigra</i>	151	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
Abweichung [d]	-	14	2	-2	3	13	12	9	-1	-2	-13	3	0	1
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	296	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
Abweichung [d]	-	1	-3	-11	-8	1	-6	-8	-8	-3	-7	2	-7	0
Blattfall <i>Q. robur</i>	307	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
Abweichung [d]	-	8	0	-4	-7	10	-3	7	2	2	3	8	-8	-2
	MW	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	85	86	90	106	81	66	93	92	88	79	107	69	90	81
Abweichung [d]	-	1	5	21	-4	-19	8	7	3	-6	22	-16	5	-4
Blüte <i>S. nigra</i>	151	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
Abweichung [d]	-	1	-2	9	-17	-6	-11	7	-8	-13	14	-11	5	-3
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	296	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	299
Abweichung [d]	-	1	4	19	-5	2	6	2	4	2	-1	1	6	3
Blattfall <i>Q. robur</i>	307	305	303	320	302	306	310	306	305	307	299	307	305	311
Abweichung [d]	-	-2	-4	13	-5	-1	3	-1	-2	0	-8	0	-2	4

Tab. A 3: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDav mit $T_B=0^\circ\text{C}$.

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
DDav	79	72	90	86	82	116	81	61	80	74	94	65	95
Abweichung [d]	1	-8	4	0	-8	7	-2	-1	6	-6	-1	-3	1
Blüte <i>S. nigra</i>	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
DDav	160	148	145	151	156	171	156	137	146	138	159	142	153
Abweichung [d]	-5	-5	-4	-3	-8	8	-4	-13	-3	0	5	-9	1
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
DDav	327	280	-	303	296	-	310	295	279	291	305	278	292
Abweichung [d]	30	-13	-	15	-1	-	22	7	-14	2	7	-11	-4
Blattfall <i>Q. robur</i>	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
DDav	358	292	-	311	304	-	320	302	285	297	319	289	308
Abweichung [d]	43	-15	-	11	-13	-	6	-7	-24	-13	4	-10	3
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	86	90	106	81	66	93	92	87	79	107	69	90	81
DDav	89	87	113	60	62	95	100	91	78	112	69	82	88
Abweichung [d]	3	-3	7	-21	-4	2	8	4	-1	5	0	-8	7
Blüte <i>S. nigra</i>	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
DDav	153	151	165	131	147	147	162	146	146	167	137	156	152
Abweichung [d]	1	2	5	-3	2	7	4	3	8	2	-3	0	4
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	300
DDav	305	298	293	271	290	300	-	295	298	334	274	311	289
Abweichung [d]	8	-2	-22	-20	-8	-2	-	-5	0	39	-23	9	-11
Blattfall <i>Q. robur</i>	304	302	320	302	306	310	306	305	306	299	307	305	311
DDav	316	303	297	277	297	309	-	303	311	353	279	317	296
Abweichung [d]	12	1	-23	-25	-9	-1	-	-2	5	54	-28	12	-15

Tab. A 4: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDmodav mit $T_B=0^\circ\text{C}$.

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
DDmodav	79	76	85	87	82	114	78	63	81	76	93	65	91
Abweichung [d]	1	-4	-1	1	-8	5	-5	1	7	-4	-2	-3	-3
Blüte <i>S. nigra</i>	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
DDmodav	160	148	144	152	155	170	155	138	147	138	158	142	152
Abweichung [d]	-5	-5	-5	-2	-9	7	-5	-12	-2	0	4	-9	0
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
DDmodav	322	281	356	303	295	-	300	295	280	292	304	277	285
Abweichung [d]	25	-12	71	15	-2	-	12	7	-13	3	6	-12	-11
Blattfall <i>Q. robur</i>	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
DDmodav	343	288	-	309	300	-	311	300	284	296	309	282	294
Abweichung [d]	28	-19	-	9	-17	-	-3	-9	-25	-14	-6	-17	-11
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	86	90	106	81	66	93	92	87	79	107	69	90	81
DDmodav	84	87	111	62	65	95	101	90	80	110	70	84	87
Abweichung [d]	-2	-3	5	-19	-1	2	9	3	1	3	1	-6	6
Blüte <i>S. nigra</i>	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
DDmodav	152	151	164	132	147	147	163	145	147	166	138	156	151
Abweichung [d]	0	2	4	-2	2	7	5	2	9	1	-2	0	3
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	300
DDmodav	303	298	291	272	290	300	-	293	299	331	275	312	288
Abweichung [d]	6	-2	-24	-19	-8	-2	-	-7	1	36	-22	10	-12
Blattfall <i>Q. robur</i>	304	302	320	302	306	310	306	305	306	299	307	305	311
DDmodav	309	302	295	277	295	306	-	299	309	344	278	315	292
Abweichung [d]	5	0	-25	-25	-11	-4	-	-6	3	45	-29	10	-19

Tab. A 5: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen einer kritischen Temperatursumme (in Tagen seit Jahresbeginn). DDsin mit $T_B=0^\circ\text{C}$.

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
DDsin	79	73	86	87	82	115	80	62	80	74	93	65	94
Abweichung [d]	1	-7	0	1	-8	6	-3	0	6	-6	-2	-3	0
Blüte <i>S. nigra</i>	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
DDsin	160	148	144	152	156	171	156	137	147	138	158	142	153
Abweichung [d]	-5	-5	-5	-2	-8	8	-4	-13	-2	0	4	-9	1
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
DDsin	325	281	-	303	296	-	308	295	279	291	305	277	290
Abweichung [d]	28	-12	-	15	-1	-	20	7	-14	2	7	-12	-6
Blattfall <i>Q. robur</i>	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
DDsin	358	292	-	311	304	-	318	302	285	298	316	289	307
Abweichung [d]	43	-15	-	11	-13	-	4	-7	-24	-12	1	-10	2
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	86	90	106	81	66	93	92	87	79	107	69	90	81
DDsin	88	87	112	60	63	95	101	91	79	111	69	83	88
Abweichung [d]	2	-3	6	-21	-3	2	9	4	0	4	0	-7	7
Blüte <i>S. nigra</i>	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
DDsin	153	151	164	131	147	147	163	146	147	166	137	156	152
Abweichung [d]	1	2	4	-3	2	7	5	3	9	1	-3	0	4
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	300
DDsin	304	298	292	272	290	300	-	294	298	333	274	311	289
Abweichung [d]	7	-2	-23	-19	-8	-2	-	-6	0	38	-23	9	-11
Blattfall <i>Q. robur</i>	304	302	320	302	306	310	306	305	306	299	307	305	311
DDsin	314	303	297	278	297	310	-	303	312	352	279	317	296
Abweichung [d]	10	1	-23	-24	-9	0	-	-2	6	53	-28	12	-15

Tab. A 6: Gebietsmittelwerte des beobachteten Eintritts ausgewählter phänologischer Leitphasen und Erreichen eines kritischen GSI (in Tagen seit Jahresbeginn).

	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Blüte <i>F. suspensa</i>	78	80	86	86	90	109	83	62	74	80	95	68	94
GSI > 0.5 Frühjahr	65	70	85	69	93	107	66	80	72	68	91	67	106
Abweichung [d]	-13	-10	-1	-17	3	-2	-17	18	-2	-12	-4	-1	12
Blüte <i>S. nigra</i>	165	153	149	154	164	163	160	150	149	138	154	151	152
GSI > 0.97 Frühjahr	155	165	137	134	153	142	169	121	148	147	129	128	164
Abweichung [d]	-10	12	-12	-20	-11	-21	9	-29	-1	9	-25	-23	12
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	293	285	288	297	290	288	288	293	289	298	289	296
GSI < 0.5 Herbst	288	286	288	284	289	286	288	287	287	288	289	285	284
Abweichung [d]	-9	-7	-3	-4	-8	-4	0	-1	-6	-1	-9	-4	-12
Blattfall <i>Q. robur</i>	315	307	303	300	317	304	314	309	309	310	315	299	305
GSI < 0.01 Herbst	303	302	301	301	304	304	303	303	300	303	304	303	297
Abweichung [d]	-12	-5	-2	1	-13	0	-11	-6	-9	-7	-11	4	-8
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Blüte <i>F. suspensa</i>	86	90	106	81	66	93	92	88	79	107	69	90	81
GSI > 0.5 Frühjahr	73	78	90	67	63	65	77	87	64	102	73	67	80
Abweichung [d]	-13	-12	-16	-14	-3	-28	-15	-1	-15	-5	4	-23	-1
Blüte <i>S. nigra</i>	152	149	160	134	145	140	158	143	138	165	140	156	148
GSI > 0.97 Frühjahr	127	150	146	137	170	125	157	138	159	132	136	167	141
Abweichung [d]	-25	1	-14	3	25	-15	-1	-5	21	-33	-4	11	-7
Blattverfärbung <i>Q. robur</i>	297	300	315	291	298	302	298	300	298	295	297	302	299
GSI < 0.5 Herbst	287	288	288	287	288	287	288	287	287	287	289	287	288
Abweichung [d]	-10	-12	-27	-4	-10	-15	-10	-13	-11	-8	-8	-15	-11
Blattfall <i>Q. robur</i>	305	303	320	302	306	310	306	305	307	299	307	305	311
GSI > 0.01 Herbst	304	303	304	303	304	302	305	304	304	303	304	304	304
Abweichung [d]	-1	-0	-16	1	-2	-8	-1	-1	-3	4	-3	-1	-7

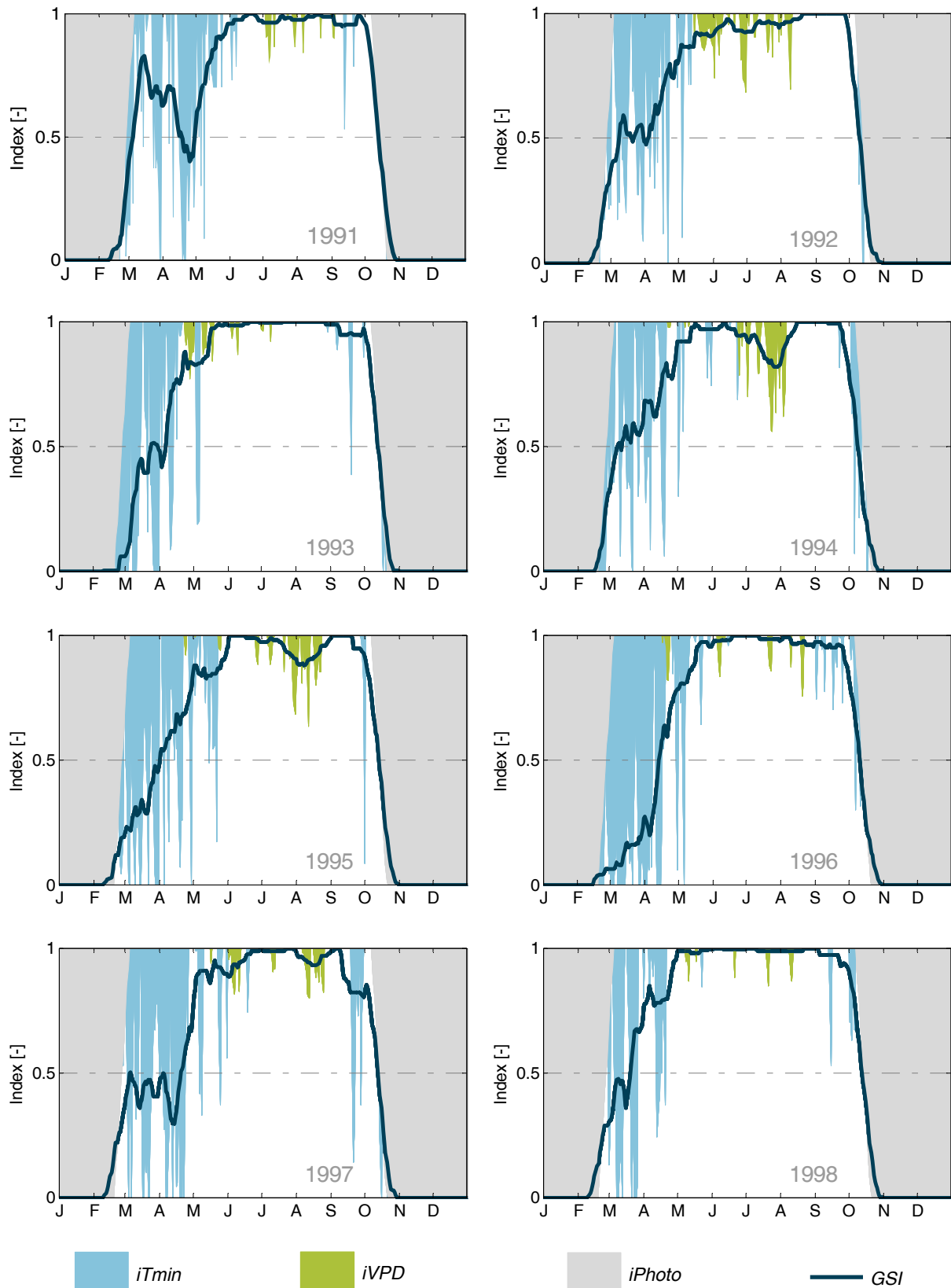


Abb. A 1: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 1991 - 1998 (iTmin - Index für die Tagestiefsttemperatur, iVPD - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, iPhoto - Index für die Tageslänge, GSI - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist.

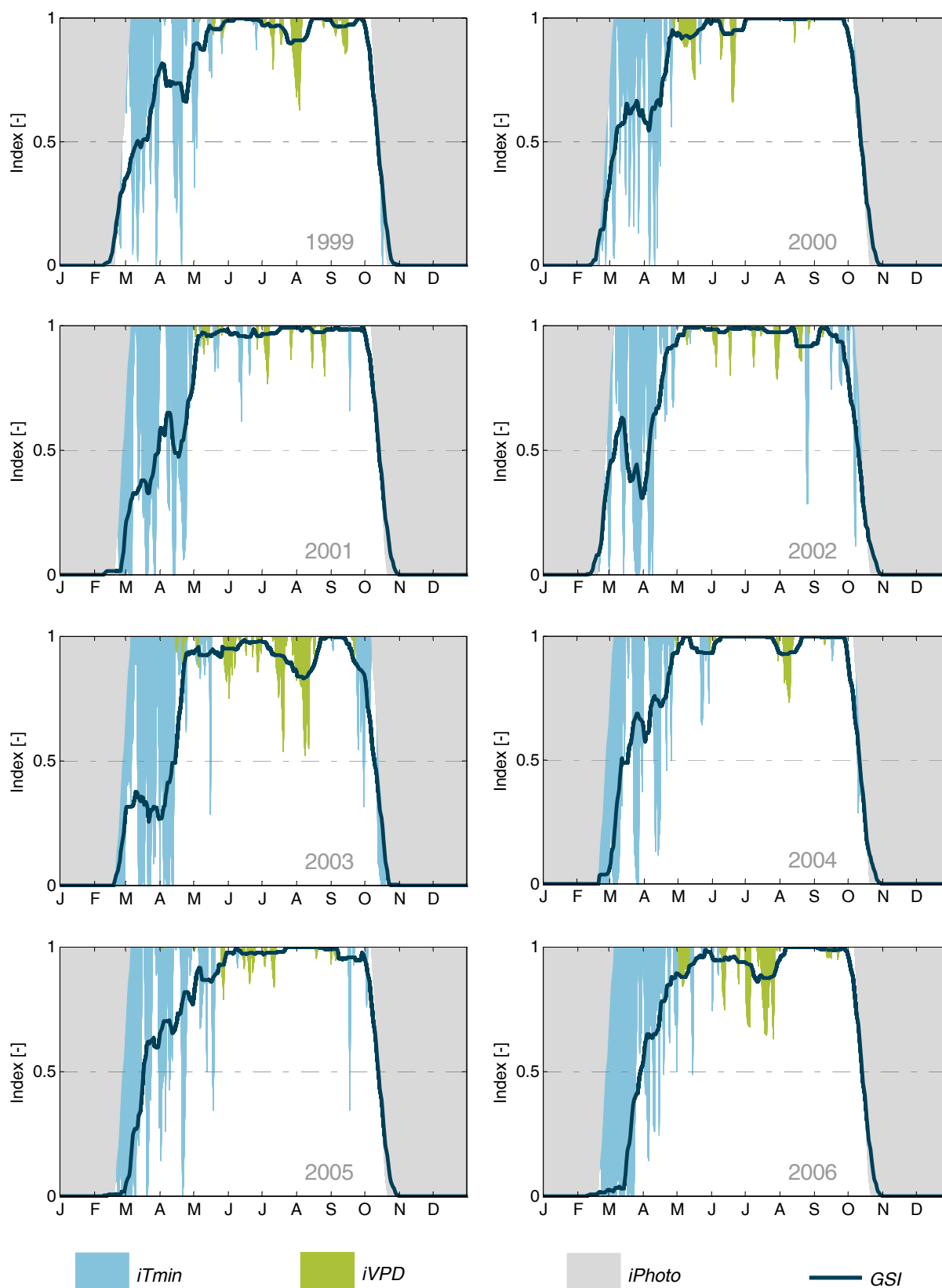


Abb. A 2: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 1999 - 2006 (*iTmin* - Index für die Tagestiefsttemperatur, *iVPD* - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, *iPhoto* - Index für die Tageslänge, *GSI* - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist.

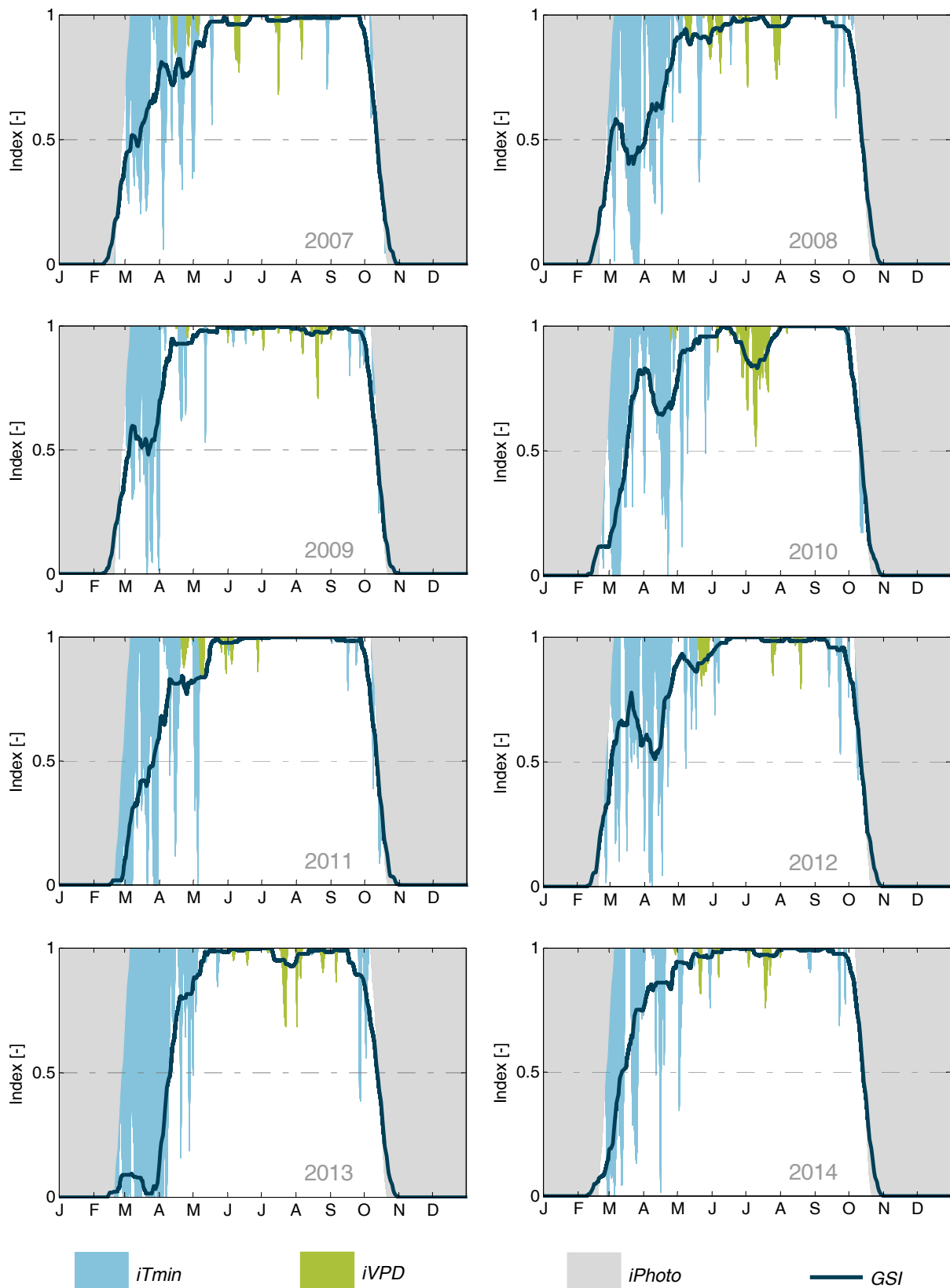


Abb. A 3: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 2007 - 2014 (iTmin - Index für die Tagestiefsttemperatur, iVPD - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, iPhoto - Index für die Tageslänge, GSI - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist.

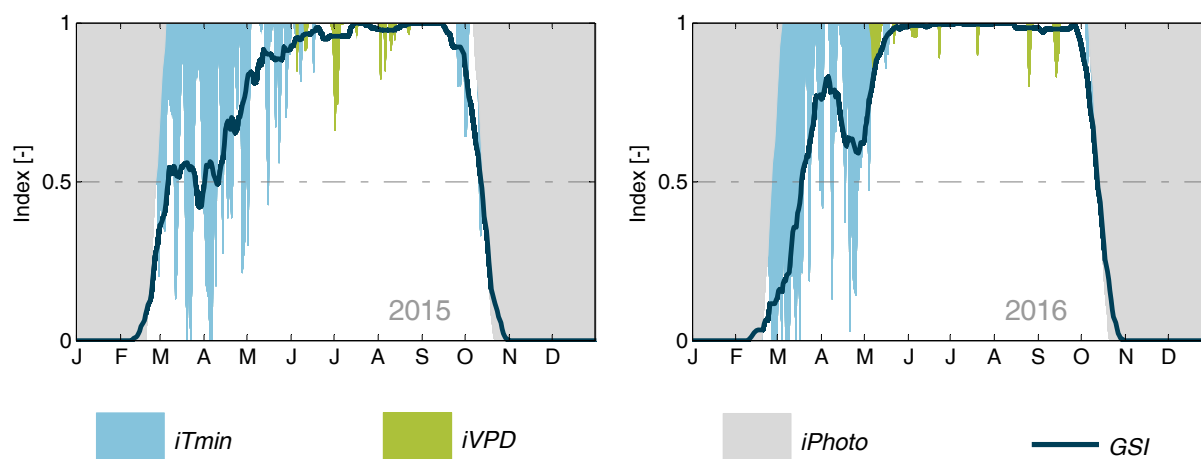


Abb. A 4: Aus stündlichen meteorologischen Beobachtungsdaten der Station Soltau berechnete entwicklungslimitierende Indizes des GSI-Konzeptes 2015 - 2016 (iTmin - Index für die Tagestiefsttemperatur, iVPD - Index für das Wasserdampfdefizit der Luft, iPhoto - Index für die Tageslänge, GSI - Growing Season Index). Gefüllte Flächen zeigen Zeiten an, in denen die Pflanzenentwicklung durch zu kurze Tage (grau), zu niedrige Tagestiefsttemperaturen (hellblau) oder Wasserdampfdruckdefizit der Luft (grün) limitiert ist.
